Uppsala 1975

INSTITUTIONEN FÖR SKOGSFÖRYNGRING

DEPARTMENT OF REFORESTATION

Rapporter och Uppsatser / Research Notes

Nr 73/1976

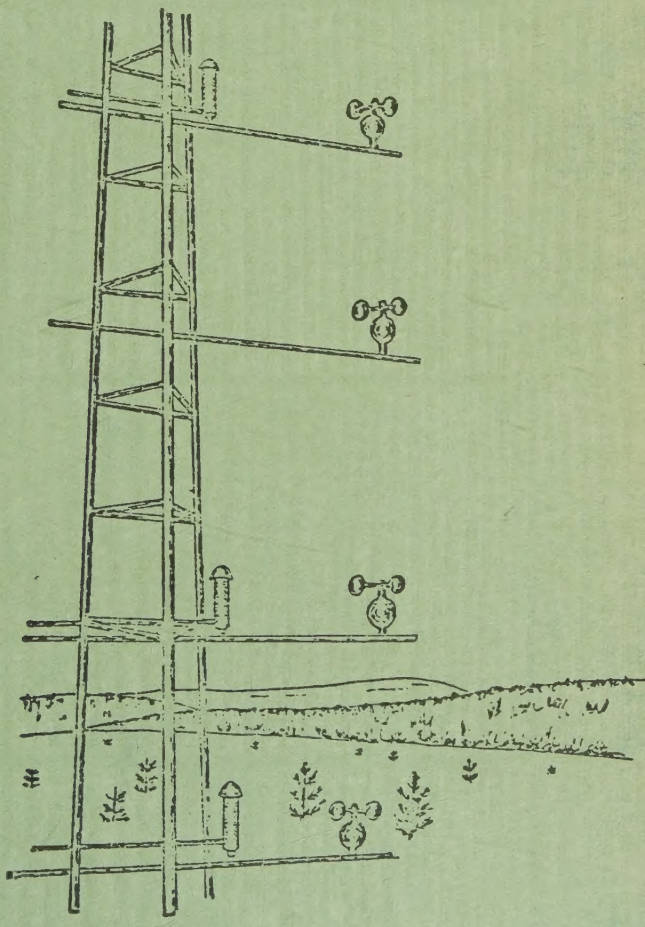
Skogsmeteorologiska faktorers förändring med kalhuggning

DEL I

Vinden och avdunstningen
Biometeorologisk introduktion

Studies of wind and evaporation in forests and clear felled areas

Hans Odin



SKOGSHÖGSKOLAN
ROYAL COLLEGE OF FORESTRY
STOCKHOLM

Förteckning över/List of

Rapporter och Uppsatser/*Research Notes*

Nummer ur denna publikationsserie kan rekvireras under adress: *Skogshögskolan, Institution för skogsföryngring, Fack, 104 05 Stockholm 50.*
Copies may be obtained from *Department of Reforestation, Royal College of Forestry, S-104 05 Stockholm 50 Sweden.*
Prices in Sw. Crs.

1963
1. *Bärring, U.* Sorkskador på tall- och granplantor under 1961–62. Damages caused by voles on seedlings of Scots Pine and Norway Spruce in 1961–62. 3:–
2. *Bärring, U.* Om tillståndet i Sveriges plantskogar. 4:–
3. *Bärring, U.* Försök med herbicider. II. Vedartad vegetation. Experiments with Herbicides. II. Woody Plants. 3:–
4. *Jakabffy, E.* Grustäckning av tallsådd. 1:–

1965
5. *Hagner, S. m.fl.* Studium av rötangrepp på gran förorsakade av rotskador. 5:–
6. *Bärring, U.* Om användning av herbicider vid åkerplantering. 2:–

1966
7. *Odin, H. & Perttu, K.* Strålningsmätningar nära skogsgränsen i norra Sverige. Radiation measurements near the forest limit in northern Sweden. 4:–
8. *Stefansson, E. & Jakabffy, E.* Ny metod ger bättre plantor. 1:–

1967
9. *Uggla, E.* En studie över bränningseffekten på ett tunt råhumustäcke. Effects of the fire on a thin layer of raw humus. 2:–
10. *Sirén, G.* Erfarenheter av maskinell plantering. 5:–
11. *Perttu, K.* Sammanställning av fysikaliska enheter och beteckningar med kortfattade förklaringar. 5:–
12. *Simak, M.* Fröanalyser på tall och gran. I. Groningsbetingelser. Seed analyses of pine and spruce. I. Conditions for germination. 2:–

1968
13. *Andersson, S.-O.* Röj för mer virke. 2:–
14. *Sirén, G.* Synpunkter på skogsodlingens mekanisering. 5:–

1969
15. *Sinko, M.* Något om groningsförloppet hos tallfrö i plastväxthus. 2:–
16. *Jakabffy, E.* Rationalisering av plantskolor på friland. 4:–
17. *Huss, E. & Sinko. M.* Effekter av hyggesbränning. 4:–
18. *Ignell, B. & Sinko, M.* Något om säkerheten vid kottplockning på stående träd. 3:–

1970
19. *Bäckström, P.-O.* Prestationer och kostnader vid maskinell plantering. Performance and cost of mechanized tree-planting. 15:–
20. Utgår *(Cancelled)*
21. *Bäckström, P.-O., Jansson, E., Jeansson, E. & Sirén, G.* Jämförande studie av fyra planteringsmaskiner. A comparative study of four tree-planting machines. 15:–
22. *Elowson, S. & Perttu, K.* Mätningar av vatteninnehållet i låghumifierad sphagnumtorv med gravimetriska metoder och mikrovågsteknik. Measurements of water content in low humified peat by gravimetric methods and microwave technics. 15:–
23. *Simak, M.* New uses of x-ray method for the analysis of forest seed. 2:–

1971
24. *Hultén, H.* Kostnadsjämförelse mellan handmaskinplantering med rotade plantor. Cost a[nalysis] of manual and machine planting with roo[ted] plants.
25. *Perttu, K.* Faktorer som påverkar barr- och b[ark] temperatur.
26. *Ingelög, T.* Flora och vegetation i Sveafallsområ[det] Degerfors.
27. Utgår *(Cancelled)*
28. *Sirén, G., Blombäck, B. & Aldén, T.* Protei[n] forest tree leaves.
29. *Odin, H. & Openshaw, A.* En elektrisk metod [för] att registrera ändringar i skottlängd och stamdi[ameter]. Electrical methods for measuring cha[nges] in shoot length and stem diameter.
30. *Ching, K. & Simak, M.* Competition among emb[ryos] in polyembryonic seeds of Pinus silvestris L. a[nd] Picea abies (L.) Karst.
31. *Jansson, K-Å.* En orienterande studie av rot[skott] tallplantor avseende rotdeformation. A pilot [study] on rooted pine-plants concerning rootdeforma[tion]
32. *Hultén, H.* Fröplantans utveckling under gron[ing]fasen. (Pinus silvestris L.) Seedling develop[ment] during germination (Pinus silvestris L.).

1972
33. *Bäckström, P-O. & Hultén, H.* Resultat från pl[ant]tering med små rotade tallplantor i papphyl[sor]. Result from a planting trial with small rooted pi[ne] plants in paper cases.
34. *Perttu, K.* Skogsgränsens beroende av olika klimat[iska] logiska och topografiska faktorer.
35. *Lehtonen, P.* konduktivimetrisk CO_2-mätmetod. conductivimetric method for measuring the CO_2 concentration.
36. *Simak, M.* Låga temperaturers inverkan på embryo[nal] utvecklingen hos tallfrö. (Pinus silvestris L.). The influence of low temperature on embryogenesis in Scots pine.
37. *Sirén, G. & Aldén, T.* Co_2 supply and its effects on the growth of conifer seedlings grown in plastic greenhouse.
38. *Nilsson, J-E.* Latent profilanalys av halvsyskonpopulationer från ett mellansvenskt granbestånd.
39. *Björkroth, G.* Behandling av björkfrö inför precisionssådd. (Preparation of birch-seed for precision — seeding.)
40. *Sirén, G. & Hari, P.* Influence of some Ecological factors and the seasonal stage of development upon the annual ring width and radial growth index.

1973
41. *Perttu, K. & Sirén, G.* Jämförande pilotundersökning av några klimat- och tillväxtvariabler i växthus täckta med folie- och nätplast. 15:–
42. Utgår *(Cancelled)*
43. *Sinko, M.* Klustring i homogena klasser av frö insamlat från enskilda träd i granbestånd. 15:–

INSTITUTIONEN FÖR SKOGSFÖRYNGRING

DEPARTMENT OF REFORESTATION

Rapporter och Uppsatser / Research Notes

Nr 73/1976

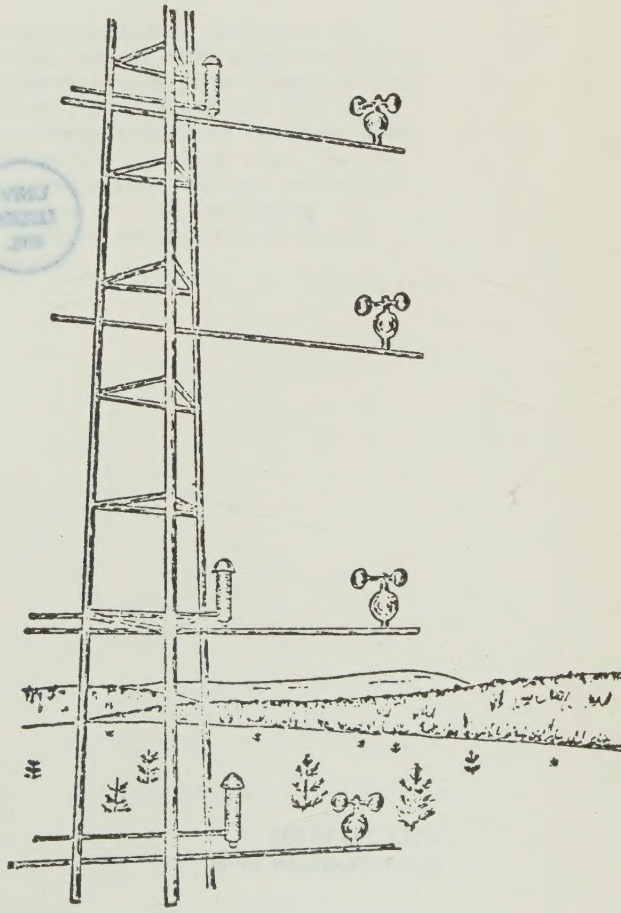
Skogsmeteorologiska faktorers förändring med kalhuggning

DEL I

Vinden och avdunstningen
Biometeorologisk introduktion

Studies of wind and evaporation in forests and clear felled areas

Hans Odin



SKOGSHÖGSKOLAN
ROYAL COLLEGE OF FORESTRY
STOCKHOLM

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

ALLF 293 76 029
Gotab, Stockholm 1976

ABSTRACT

OCD 111.5 : 111.73 : 111.86

The effect of wind on the heat budget of the vegetation is discussed. The effect of wind speed on atmometers (Piche) is also reported.

Measurements of wind speed and atmometer evaporation up to two metres above ground level were made in different forests, on adjacent clear-felled areas and along a mountain slope. The roughness length (during three summers), potential evaporation (14 months), energy budget and evapotranspiration (during four summer days) were studied on clearings in a mountainous area at latitude 67°N.

The wind speed and potential evaporation were considerably reduced both in mature forests and in open mountain forests (i. e. near the forest limit). Wind speeds lower than 0.5 m/s were most common. On clear-felled areas the configuration of atmometer evaporation could be related to the configuration of wind speed.

The roughness length above low vegetation dominated by lichens was only 1.1 cm on the average. The evapotranspiration exceeded the maximum transpiration from sparse thicket and dwarf shrubs by as much as 1.5 mm water per day. A tendency was found for evapotranspiration to decrease with increasing wind speed in the middle of clear days, but it increased with wind during periods when the net radiation was near zero. The potential evaporation (according to Penman) exceeded the precipitation during nine of twelve studied spring and summer months.

INNEHÅLL Sidan

Förord VII

Inledning 1

1 BIOMETEOROLOGISK INTRODUKTION 3

1.1 Definition av vind, turbulens och avdunstning 5

1.2 Vinden och energihushållningen. Teoretiska synpunkter 8

1.2.1 Processer för överföring av energi jämte en enkel energibudgetmodell 8
1.2.2 Vindens inflytande på nettostrålning och värme lagrad i mark och vegetation 13
Bladtemperaturen 16
1.2.3 Advektion eller horisontell transport genom vind 17
1.2.4 Turbulens, vindprofil och vertikala flöden 19
1.2.4.1 Turbulens 19
1.2.4.2 Vindprofil 20
1.2.4.3 Den turbulenta överföringen av bl a sensibelt och latent värme 21
1.2.4.4 Vindprofilen och temperaturskiktningen 25
Vindprofilen vid neutral temperaturskiktning 25
Skrovlighetsparametern 26
Vindprofilen vid labil och stabil temperaturskiktning 29
1.2.4.5 Flödet som funktion av skiktningen 34
1.2.4.6 Vindprofilen i skog 35

1.3 Metoder att mäta och beräkna avdunstning 37

1.3.1 Lysimetrar 38
1.3.2 Evaporimetrar 39
1.3.3 Meteorologiska metoder att bestämma avdunstningen 42
1.3.3.1 Vertikala flödesmetoden (turbulenta utbytesmetoden) 42
1.3.3.2 Profilmetoder 43
1.3.3.3 Energibalansmetoden 45
Bowenförhållandet 46
En kombinerad metod 48
1.3.4 Semiempiriska klimatologiska formler 48
Penmans metod 49
Tamms metod 50
1.3.5 Något om transpiration 51

1.4 Läbälten, definitioner och egenskaper 54

2 DISKUSSION AV FRÅGESTÄLLNINGAR 56

3 BESKRIVNING AV FÖRSÖKSOMRÅDENA 64

4 METODIK OCH INSTRUMENT 71

4.1 Jämförande studier 71

4.1.1 Mätningar djupt inne i skog och långt ute på hygge 72
4.1.2 Vind- och avdunstningsmätningar inom övergångszonen på båda sidor om gränsen mellan skog och hygge samt längs sluttning 73
4.1.3 Instrumenten och instrumentplaceringen 74
4.1.3.1 Vindmätningen 74
4.1.3.2 Avdunstningsmätningen 75

4.2 Vindprofilmätningar 77

4.3 Mätning och beräkning av energibudgetekvationens termer 80

4.3.1 Nettostrålningen 81
4.3.2 Värmeflödet i mark 81
4.3.3 Vertiakala sensibla och latenta värmeflödena 82

5 RESULTAT 85

5.1 Vindhastigheten i skog och på hygge 85

Sammanfattning 93

5.2 Avdunstningen från atmometrar i skog och på hygge 94

Sammanfattning 97

5.3 Vindhastigheten och atmometeravdunstningen i övergångszonen mellan skog och hygge 98

5.3.1 Gränsområdet inne i gles fjällnära skog 100
5.3.2 Gränsområdet på hyggen 104
5.3.2.1 Läeffektens räckvidd på hygge 105
5.3.2.2 Läeffektens beroende av vindens hastighet och riktning 108

Sammanfattning 111

5.3.3 Sambandet mellan vindhastighetens och atmometeravdunstningens horisontella fördelning 113
5.3.3.1 Piche-evaporimeterns vindberoende vid klart och mulet väder 113
5.3.3.2 Sambandet mellan vindhastighetens och atmometeravdunstningens fördelning inom hyggets gränsområde 118
5.3.3.3 Sambandet mellan vindhastigheten och atmometeravdunstningen inom skogens gränsområde och i gropar på hyggen 122

Sammanfattning 123

5.4 Vindprofiler över ett hygge samt profiler från atmometermätningar 125

5.4.1 Vindprofiler och skrovligheten över ett höglägeshygge 125
5.4.2 Profiler från atmometermätningar 128

Sammanfattning 133

5.5 Exempel på hyggens potentiella evaporation, energibudget och evapotranspiration 135

5.5.1 Potentiella evaporationen 135
5.5.2 Ett höglägeshygges energibudget och avdunstning under fyra sommardygn 137
5.5.2.1 Förutsättningar beträffande väderlek och tillstånd i vegetation och mark 139
5.5.2.2 Energibudgeten 143
Energibalansen under den period av dygnet, då nettostrålningen varit positiv 143
Energibalansen under den period av dygnet, då nettostrålningen varit negativ 147
5.5.2.3 Evapotranspirationen 148

5.5.3 Evapotranspirationen och vindhastigheten 151
5.5.3.1 Flödena av sensibelt och latent värme relaterade till globalstrålningen vid svag och måttlig vind 153
5.5.3.2 Latenta värmeflödet relaterat till vindhastigheten 156

Sammanfattning 161

5.6 Ändringen i vindhastighet, atmometeravdunstning och tallplantors höjdtillväxt längs en sluttning 163

5.6.1 Vindhastigheten 166
5.6.2 Atmometeravdunstningen 171
5.6.3 Ett tallbestånds höjdtillväxt 174

Sammanfattning 177

6 DISKUSSION OCH PRAKTISKA TILLÄMPNINGAR 179

LITTERATURFÖRTECKNING 187

ENGLISH SUMMARY 190

BILAGOR 207

FOTOBILAGA 232

FÖRORD

Denna avhandling är ett försök att med meteorologiska metoder söka belysa skogliga problem. Eftersom den vänder sig till skogsmän, ekologer samt tvärvetenskapligt arbetande meteorologer och biologer, har jag funnit det vara lämpligt att inleda med en bred biometeorologisk introduktion av informativ karaktär (kapitel 1). Jag har också försökt föra en biometeorologisk diskussion när de renodlat meteorologiska resultaten givit anledning därtill. Redan nu vill jag nämna, att jag långtifrån lyckats lösa alla de problem, som jag arbetat med. Jag hoppas att jag lyckats klargöra några väsentliga drag av de meteorologiska faktorernas betydelse för skogens föryngring och tillväxt.

Ämnet "Skogsmeteorologiska faktorers förändring med kalhuggning" har aktualiserats av den forskning, som rör skogens förnyelse. Människan påverkar med kalhuggning i hög grad det klimat, som i sin tur kommer att påverka den lågväxta vegetationen på hyggena och därmed också de trädplantor som skall växa upp till ny skog.

Ämnesområdet är mycket omfattande och redovisas därför i fyra avsnitt varav det första "Vinden och avdunstningen" presenteras här. I kommande uppsatser redovisas följande avsnitt:

2 Nattemperaturen och frostlänthetén

3 Strålningen och temperaturen i luft, plantor och mark

4 Luftfuktigheten, nederbörden, snötäcket och tjälen

Trots begränsningen till vind och avdunstning är ämnet alltjämt omfattande. Jag har därför valt att göra en tämligen bred meteorologisk undersökning, vilket måst ske på bekostnad av mer ingående studier av speciella meteorologiska problem.

Undersökningen har väsentligen bekostats av statens råd för skogs- och jordbruksforskning. Initiativet togs av skogshögskolan med professor Erik Hagberg som rektor. De allmänna

riktlinjerna drog upp av professorerna Carl Olof Tamm och Eric Stefansson. Den senare var vid arbetets start chef för skogshögskolans institution för skogsföryngring vid vilken institution undersökningen har utförts.

Planeringen av projektet utfördes i samarbete med Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut (SMHI), där både generaldirektören Alf Nyberg och byrådhefen, docent Carl Christian Wallén aktivt deltog.

Värdefulla synpunkter framfördes av professor Gösta H Liljequist redan vid dennes besök på försöksområdena i inledningsskedet. Professor Liljequist har därefter under arbetets gång bistått med synpunkter och hjälp som varit av stor betydelse för avhandlingens utformning.

Alltsedan professor Gustaf Sirén i tidigt skede tillträdde som chef för institutionen för skogsföryngring har han på alla sätt stött mitt arbete och bidragit med väsentliga synpunkter.

Professor Vadim Söderström har granskat manuskriptet i detalj och framfört synnerligen värdefull kritik och förslag om förbättringar såväl vad beträffar innehåll som form.

Min kollega fil L Kurth Perttu har följt och tidvis medverkat i undersökningen nästan från början. Hans synpunkter i den ständigt pågående diskussionen oss emellan har varit ovärderliga för undersökningen. Han har också läst igenom manuskriptet.

Docent Ulf Högström har läst den biometeorologiska introduktionen och givit värdefulla synpunkter framför allt på mikrometeorologiska avsnitt.

Skog D Jeremy Flower-Ellis har för en lokal beräknat den transpirerande bladytan och docent Sune Linder har uppskattat den maximala transpirationen för samma lokal.

Docent Björn Bringfelts insats som opponent vid disputationen i maj 1975 har tillfört föreliggande uppsats angelägna förtydliganden och förbättringar.

Fil K Jan-Erik Nilsson och fil K Anders Huzár har hjälpt mig med den statistiska bearbetningen. Ett mycket stort arbete har utförts av byrådirektör Paul Jacobsson för programmering och därvid utförda rättelser av grunddata från de ofta svårtolkade hålremsorna.

Efter generaldirektör Fredrik Ebelings granskning har främst kapitlet "Diskussion och praktiska tillämpningar" kompletterats.

Undersökningen har kunnat genomföras endast tack vare den arbetsinsats, som utförts av ett flertal medhjälpare i fält. Undersökningsområdenas belägenhet i ödemark, ofta nära skogsgränsen och i svår terräng, har krävt insatser utöver det vanliga för att hålla dagliga rutiner i gång. I Gällivareområdet har det största fältarbetet vilat på skogsmästare Kjell Åman. Fil K Christer Degermark har under tre somrar svarat för mätningarna i Linalompolo. Observationerna i Enafors har utförts med största omsorg av direktör Göte Ek och på Tönnersjöheden av skogsmästare Sture Johansson och skogstekniker Erik Snygg.

Instrumentavdelningen vid SMHI, särskilt ingenjör Gerhard Wiklund, har gjort en betydande insats, då den mikrometeorologiska stationen upprättades. Ingenjör Alan Openshaw, skogshögskolan, har svarat för drift och sevice, en svår uppgift i en miljö som frestar hårt på instrument och loggerutrustningar.

Bearbetningen har varit mycket arbetskrävande och har huvudsakligen utförts på institutionens för skogsföryngring räknekontor och då särskilt av fru Maria Swiatycka-Kunica. Förutom personalen där har många som extraarbete, ofta i hemmen,

sammanställt den stora mängd av data som insamlats. Särskilt vill jag nämna det imponerande arbete som utförts av fru Ketty Åman, skogsmästare Kjell Åman, ekonom Håkan Sjöström och fru Karin Gustafson.

På skogshögskolans ritkontor har fru Gunnel Berggren och fröken Gerd Carlsson snabbt och skickligt ritat figurerna.

Manuskript och tabeller har på ett föredömligt sätt renskrivits av fru Lena Jälmbrant. Under slutskedet har fru Margareta Elfving varit till ovärderlig hjälp med bl a maskinskrivning. Korrekturet har med stor omsorg granskats av fru Anita Persson.

Fru Vera Åberg har översatt ett omfattande avsnitt till engelska.

Listan på dem som på ett eller annat sätt bidragit till detta arbete kan göras mycket lång. Till alla, nämnda som onämnda, riktas ett varmt tack.

Jag vill sist tacka min maka Ulla Odin, som hjälpt mig både genom att redigera manuskriptet och genom att vara mitt bästa stöd under den långa tid arbetet pågått.

Umeå i maj 1976

Hans Odin

INLEDNING

Ett skogsbestånd undergår under sin livstid kontinuerligt förändringar. Träden startar som små plantor vars kronprojektioner inte på långt när täcker markytan. Plantorna växer dels på höjden, dels ökar de sitt omfång både vad stammarna och trädkronorna beträffar. Efterhand som trädkronorna växer ihop, och beståndet sålunda sluter sig, gallrar människan. Därvid sker en uppluckring av beståndets krontak, och trädslagssammansättningen kan förändras. Då träden nått maximal höjd, eller nära maximal höjd, kalavverkas beståndet vanligen i Sverige.

Markens vegetation, som vanligen består av ett bottenskikt (mossor, lavar) och ett fältskikt (ris, gräs, örter) ändrar karaktär med trädbeståndets förändringar i slutenhet, höjd och trädslagssammansättning.

Vinden eller luftrörelsen är det meteorologiska element som reagerar starkast för förändringar i vegetationen.

Kalhuggning medför förändrade vindförhållanden såväl inom själva åtgärdsområdet som utanför detsamma. Förändrade vindförhållanden påverkar i sin tur andra meteorologiska faktorer som exempelvis avdunstningen. Förändringarnas storlek och räckvidd är olika i skilda luftskikt, vid olika tidpunkter på året och under dygnet samt vid olika väderleksläger.

Ur skoglig synpunkt är studium av vinden betydelsefull därför att den påverkar såväl trädens som övriga växters värme- och vattenhushållning. Därför är det viktigt att utförligt beskriva de förhållanden som reglerar växternas hushållning med värme och vatten samt hur vinden kan påverka dessa.

Vinden påverkar trädens fysiologiska processer bl a genom att påskynda gasutbytet vid fotosyntesen, då koldioxid upptas och syre avges. Vinden påskyndar även trädens transpiration och därmed den avkylning som åstadkommes av transpirationen. Ökas vindhastigheten över en viss gräns, kan vinden dock verka hämmande. Växterna reagerar då genom att stänga klyvöppningarna. Denna gräns varierar med faktorer såsom insolation, luft-temperatur samt luftens relativa fuktighet.

För skogsbruket är det dessutom av intresse att studera vinden på grund av dess mekaniska inverkan på träden och för de transporter den utför.

Vinden påverkar trädens växt och form, såväl vad beträffar rot-system som stam och krona. Den utövar även slitage på trädens ovanjordiska och underjordiska delar. Detta slitage kan förstärkas av regn, hagel och snö. Vindens destruktiva verkningar framträder framför allt genom brottskador och vindfällningar, vilkas art och omfattning kan förvärras särskilt i kombination med snö och is.

Exempel på transporter med vind, som har betydelse för skogen och skogsbruket är transporter av värme och vattenånga, pollen, frö, snö samt diverse stoft, som kan betraktas som luftföroreningar. Som ett exempel på de komplicerade förhållandena kan nämnas att transport av snö med vinden omfördelar snötäcket, vilket i sin tur kan påverka så vitt skilda faktorer som framkomlighet i terrängen, tjäldjup, tidpunkt för vegetationsperiodens början samt svampskador och köldskador på träd och plantor.

1 BIOMETEOROLOGISK INTRODUKTION

Atmosfärens tillstånd eller väderleken på en viss plats vid en given tidpunkt karakteriseras av meteorologiska element såsom luftens temperatur, fuktighet, vind, molnighet osv. Dessa element kan mätas eller observeras. Biometeorologi definieras enligt World meteorological organisation, WMO (1966) - fritt översatt - som "utforskning av meteorologiska element med hänsyn till påverkan på levande organismer". Denna påverkan är synnerligen komplicerad inte bara på grund av många variabler, utan också för att variablerna påverkar varandra.

Om man begränsar studierna till växter, kan man emellertid konstatera att processer och då främst processernas hastighet inuti växterna influeras av växternas värmeinnehåll eller temperatur. Denna växternas innertemperatur bestäms av hur stor mängd energi som transporteras till och från växttäcket genom olika processer. Dessa processer kan beskrivas med olika variabler såsom meteorologiska element och strålning. Genom att studera hur ett visst element, i de följande avsnitten exemplifierat av vinden, påverkar överföringsprocesserna, kan man få en uppfattning om hur elementet påverkar växternas värmehushållning och därmed också den efterfrågade effekten på växterna.

Inom skogsmeteorologin studeras meteorologiska element med hänsyn till deras påverkan på skogsträd eller hela skogsbestånd. Storskaliga atmosfäriska processer påverkas obetydligt av biologiska processer i skog, men i liten skala och i atmosfärens understa skikt kan påverkan vara stor. I föreliggande arbete liksom i kommande arbeten studeras den ömsesidiga påverkan mellan skogsmarkens vegetation och de meteorologiska elementen.

W.P. LOWRY (1969) har i sin bok "Weather and life. An introduction to biometeorology" bl a beskrivit olika typer av processer för att överföra energi och diskuterat energibudgetmodeller för vegetationstäcken, blad och djur. Föreliggande introduktion följer delvis Lowrys bok vad gäller energibudgetdiskussionen och i avsnitten om advektion, vindprofiler och turbulenta flöden. Vid beskrivningen av dessa har också använts LILJEQUISTs bok "Meteorologi" (1962). I boken "Microclimate. The Biological environment" av N.J. ROSENBERG (1974) diskuteras med biologisk anknytning strålning, meteorologiska element och mikrometeorologiska metoder.

1.1 DEFINITION AV VIND, TURBULENS OCH AVDUNSTNING

Vind definieras som luft eller luftmassor i rörelse. En luftrörelse kan åskådliggöras med en vektor. Denna är bestämd av ett belopp, hastighet, och en riktning - varifrån vinden kommer. Vindvektorn kan uppdelas i två komponenter: den ena i ett plan parallellt med markytan (horisontell vind), och den andra i ett plan vinkelrätt mot markytan (vertikal vind). Med vind avses i dagligt tal den horisontella vinden.

Vinden nära markytan är oregelbunden både till riktning och hastighet. Detta beror dels på de hinder mot luftrörelsen som ojämnheter i topografi och vegetation utgör, dels på markytans uppvärmning eller avkylning. Enskilda luftpartiklar eller små luftvolymer i den allmänna luftströmningen rör sig i slingrande och virvlande banor såväl i vertikal som i horisontell led. Man säger att luftrörelsen är turbulent. Turbulens är luftens oordnade, virvlande rörelse.

Den horisontella vinden observeras och mätes regelbundet världen över. Mäthöjden är i regel 10 m. Vinden (V) kan i ett visst ögonblick tänkas bestå av två komponenter, dels medelvinden, d v s en tänkt utjämnad luftrörelse (U) och dels avvikelsen från medelvinden eller den turbulenta vindfluktuationen (u). Man kan bilda relationen:

$$V = U + u \qquad (1)$$

Mäter man vinden (V) under viss tid exempelvis under tio minuter eller mera och bildar ett medelvärde, kommer detta medelvärde att vara lika med medelvinden (U).

Definition av olika uttryck för avdunstning

Avdunstning innebär att ett ämne övergår från flytande eller fast form till gasform. Omvända övergången kallas kondensation. Inom meteorologin benämnes övergången från vattenånga till vatten kondensation och från ånga till is sublimation. Vatten kan i atmosfären förekomma i alla tre faserna samtidigt. Allt atmosfäriskt vatten härrör från jordytan. Med evaporation menas vanligen vattnets avdunstning från mark-, vatten- och vegetationsytor (TNC [1] 43, 1969). Växternas transpiration är ej inräknad i evaporationen. Detta förutsätter att transpirationen definieras som den vattenånga som genom bladens klyvöppningar avges från mesofyllet till atmosfären (LOWRY 1969). Evapotranspiration eller aktuella evapotranspirationen är summan av evaporation och vegetationens transpiration d v s det totala flödet av vattenånga från mark och vegetation vid aktuell vattenhalt (WMO [2] 1966). Avdunstningen betecknas som potentiell om den sker från mark- eller vegetationsytor med optimal tillgång till vatten. Potentiell evaporation är alltså avdunstning från mark- och vegetationsytor mättade med vatten. WMO (1966) definierar evaporation snävare än vad som anges ovan, nämligen som flödet av vattenånga från en liten fri vattenyta vid en temperatur under kokpunkten. Potentiell evaporation är då den mängd vattenånga som under rådande förhållanden kan avges från en liten vattenyta per tids- och ytenhet. Potentiell evapotranspiration är den evapotranspiration som sker från helt sluten jämn vegetation med optimal tillgång på vatten (TNC 43, 1969).

---

1) TNC = Tekniska Nomenklaturcentralen

2) WMO = World Meteorological Organisation

Vattenångan utövar ett partialtryck i luften. Detta tryck benämnt ångtryck, e, är oberoende av övriga gaser i den gasblandning som luften utgör. Ångtrycket bestäms av antalet vattenmolekyler per volymenhet jämte molekylernas rörelseenergi, vilken i sin tur är en funktion av temperaturen. Vid en vattenyta sker ett ständigt utbyte av vattenångemolekyler. Dels lämnar molekyler vattnet och tränger in i luften, dels infångar vattenytan vattenmolekyler från luften. När lika många molekyler lämnar ytan som mottas av denna, råder jämvikt. Det ångtryck, som då råder i luften, kallas mättnings(ång)tryck (e_s). Detta är en funktion enbart av temperaturen. När fler molekyler lämnar ytan än som fångas in sker avdunstning. Omvänt sker kondensation om färre molekyler lämnar ytan.

Om ångtrycket varierar i ett rum, diffunderar vattenånga från högt till lågt tryck. Ångtrycksgradienten eller fuktighetsgradienten definieras som ångtrycksskillnaden per längdenhet. Vertikala ångtrycksgradienten $\frac{de}{dz}$ kan alltså approximativt skrivas:

$$\frac{de}{dz} = \frac{e_1 - e_2}{z_1 - z_2}$$, där

e_1 och e_2 är ångtrycken på höjderna z_1 respektive z_2.

Vattenånga förflyttas alltså i gradientens riktning från högt till lågt ångtryck. Hastigheten på förflyttningen är till en del proportionell mot gradientens storlek.

1.2 VINDEN OCH ENERGIHUSHÅLLNINGEN. TEORETISKA SYNPUNKTER

1.2.1 Processer för överföring av energi jämte en enkel energibutgetmodell

Molekyler och atomer är i alla kroppar och ämnen i ständig rörelse. Värme är ett mått på den sammanlagda rörelseenergin hos en kropps alla molekyler, medan temperatur är ett mått på en enstaka molekyls genomsnittliga rörelseenergi. Först vid absoluta nollpunkten (0 K eller -273.16°C) är rörelsen obefintlig och energin lika med noll.

I SI-systemet anges energi i Joule (J). Energi är lika med arbete och skrives således som en produkt av kraft och längd (Newton multiplicerad med meter). Man får alltså att 1 J = 1 Nm, där 1 N = 1 kg m/s^2. I äldre system anges energi i kalorier, och 1 cal (= 4.186 J, Nm, Ws) är den värmemängd som måste tillföras 1 g vatten för att höja dess temperatur en grad (från 14.5 till 15.5°C). Effekt är energi per tidsenhet. I SI-systemet är tidsenheten sekund (s). Effekt i detta system anges i watt (W), där alltså 1 W = 1 J/s.

I naturen överförs ständigt energi eller värme. Överföring kan ske genom följande fem huvudtyper av processer: värmeledning, strålning, advektion, turbulent transport av sensibelt (kännbart) värme och turbulent transport av latent värme.

a) Vid kontakt mellan två kroppar med olika temperatur överförs värme genom ledning från den varmare till den kallare kroppen. Molekylerna i den varmare kroppen har större rörelseenergi än den kallare, varför energi överförs från den varmare till

den kallare kroppens molekyler. Nästan all värmetransport i mark och i växternas inre sker genom värmeledning. I atmosfären däremot kan värmeledning försummas i jämförelse med övriga energitransporter. I ett tunt luftskikt något eller några mm tjockt intill ytor överförs värme dock väsentligen genom ledning.

b) Strålning är energitransport medelst elektromagnetiska vågor. Solstrålningen på vår jord är ett bevis för att strålning kan fortplantas även i vakum. Alla kroppar, vars temperatur överstiger absoluta nollpunkten, avger värme i form av strålning. Den utstrålade energimängdens storlek beror på kroppens egenskaper och på dess temperatur. Strålningsmängden ökar snabbt med temperaturen.

c) Man mottar mer värme över ett varmt föremål än vid sidan av detsamma. Ovanför föremålet verkar förutom strålningen ytterligare en värmeöverföringsprocess, nämligen den turbulenta transporten av sensibelt värme (sensibla värmetransporten). Luft i kontakt med en upphettad kropp uppvärms och stiger uppåt i form av luftblåsor, konvektion. Sensibelt värme kan också överföras med luft som tvingats stiga eller sjunka från ett ojämnt underlag.

d) Advektion innebär horisontell transport genom vind. Värme kan liksom ett flertal andra faktorer förflyttas på detta sätt.

e) Stora energimängder överförs från vegetationen och till atmosfären genom den turbulenta transporten av latent värme (latenta värmetransporten). För varje kilogram vatten som avdunstar åtgår ungefär energimängden 2 450 kJ (585 kcal vid 20°C). Vattenångan transporteras från källan genom turbulens och kondenserar därefter. Då frigörs en värmemängd lika stor som den som gick åt vid avdunstningen. Även då

vatten fryser till is och is smälter till vatten omsätts energi varvid energi frigörs vid frysning och förbrukas vid smältning. Smältvärmet är 335 kJ/kg (80 kcal/kg).

En diskussion av vindens betydelse för vegetationens värmehushållning kan lämpligen göras med utgångspunkt från energibudgetmodeller. Vid beräkningar av energibalansen utgår man från att skillnaden mellan inkommande och utgående energimängd är lika stor som den energimängd som lagras eller utnyttjas inom systemet.

Energiflödet kan studeras per tidsenhet och horisontell enhetsyta och kan sammanfattas i följande formel

$$Rn + A + E + H + M = P_l + P_b$$

där

Rn = nettostrålningen

A = nettoadvektionen, d v s skillnaden mellan tillförseln och utflödet av det horisontellt transporterade latenta och sensibla värmet

E = vertikala flödet av latent värme

H = vertikala flödet av sensibelt värme

M = värmeflödet i mark genom värmeledning

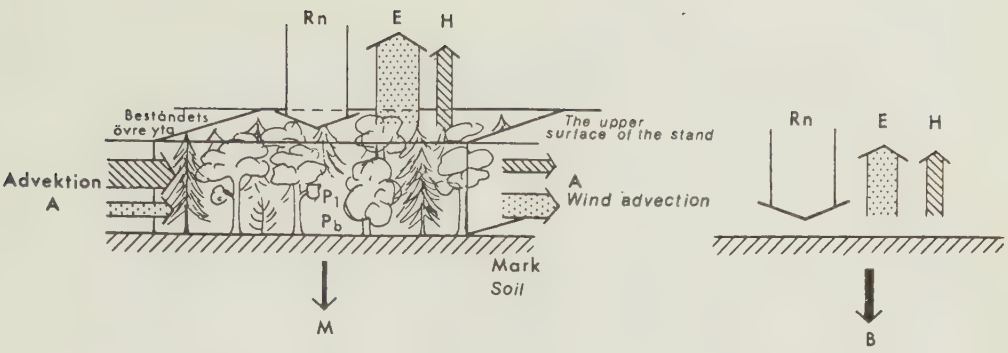
P_l = det värme som lagras i luften inom beståndet och utnyttjas av denna samt

P_b = det värme som lagras inne i fasta kroppar i beståndet och där utnyttjas.

Figur 1 visar schematiskt vertikala och horisontella energiflöden in i och ut från ett bestånd under dagtid.

Om man i ekvation 2 ger plustecken betydelsen av att energi tillföres beståndet och minustecken att energi bortföres kan energibudgeten under dagtid ha formen:

$$Rn \pm A - E - H - M = P_l + P_b \qquad (2)$$



Figur 1. Schematisk skiss över energiflödena under dagen för del av ett skogsbestånd och för en mark-vegetationsyta (till höger). Beteckningar, se texten.

Schematic diagram of the energy fluxes during the day for part of a forest stand and for a ground vegetation area (to the right).

$Rn + A + E + H + M = P_1 + P_b$

Rn = net radiation
A = net advection, i.e. the difference between the supply and the outflow of the horizontally transported latent and sensible heat
E = the vertical flow of latent heat
H = the vertical flow of sensible heat
M = the heat flux in ground through heat conduction
P_1 *= the heat which is stored in the air within the stand and utilized by the same*
P_b *= the heat which is stored inside solid bodies in the stand and utilized there.*

Man kan förenkla modellen genom att beskriva energiflödet genom en avgränsad yta, figur 1 högra delen, och studera ytan mellan mark (med vegetation) och atmosfären. Om ytan har stor utbredning och dessutom är jämn och plan, kan värmeöverföring genom advektion försummas. För snöfri mark under dagtid erhålles följande approximativa ekvation:

$$Rn - E - H - B = 0 \qquad (3)$$

I ekvationerna (2) och (3) anger plustecken att energi tillföres och minustecken att energi bortföres.

Rn = nettostrålningsenergin (strålningsbalansen), d v s summan av absorberad globalstrålning och absorberad långvågig strålning minskad med emitterad långvågig strålning (se ekvation 4).

E = vertikala turbulenta transporten av latent värme. Under dagen förlorar ytan värme till atmosfären genom avdunstning och vertikal transport av vattenånga. Då vattenhalten är hög i markytan, tar avdunstningen i anspråk huvuddelen av strålningsenergin under sommaren.

H = vertikala turbulenta transporten av sensibelt värme. Atmosfären uppvärms på markytans bekostnad genom att luften transporterar sensibelt värme vertikalt.

B = det värme som lagras och utnyttjas i vegetation och mark. Upplagringen sker väsentligen genom värmeledning.

Förutom de ovan nämnda huvudkomponenterna för energiutbytet i markytan omsätter vegetationen energi vid fotokemiska och kemiska processer. De energimängder som omsätts vid dessa processer är emellertid så små att de kan försummas, särskilt som osäkerheten vid beräkningar av ovan angivna huvudkomponenter är ganska stor (se exempelvis LOWRY 1969, sid 116).

När Rn är negativ, vilket i regel inträffar på natten, förlorar markytan värme genom strålning. Energibalansekvationen kan då ha den approximativa formen:

$$- Rn \pm E + H + B = 0$$

Det i mark och vegetation lagrade värmet minskar genom värmeledning uppåt mot ytan (+B), d v s markens översta skikt avkyls. Även luften nära marken avkyls eftersom den avger värme till ytan (+H). I stället för avdunstning (-E) kan man få kondensation d v s värme frigöres (+E). Detta kan ske exempelvis genom att dagg bildas.

1.2.2 Vindens inflytande på nettostrålning och värme lagrad i mark och vegetation

Energi överförs genom strålning och värmeledning oberoende av luftrörelsen. Vinden är trots detta intressant, eftersom den påverkar yttemperaturen. Detta sker direkt genom advektion och indirekt genom de vertikala transporterna av sensibelt och latent värme.

Vilken betydelse har då yttemperaturen för vegetationens nettostrålning och för värmet i marken? Nettostrålningen (Rn) kan uppdelas på flera termer varav en innehåller yttemperaturen. Man kan skriva:

$$Rn = G(1-a) + R_A - R_M \qquad (4)$$

där

G = globalstrålningen, d v s direkt solstrålning och diffust reflekterad himmelstrålning som infaller mot en horisontell yta. Strålningsenergin ligger inom våglängdsområdet 0.3 - 4μm med maximum vid 0.5μm inom det synliga ljusets våglängdsområde (0.4-0.75μm).

a = albedo, d v s förhållandet mellan reflekterad och inkommande globalstrålning.

R_A = den av vegetation och mark absorberade delen av atmosfärisk strålning inom våglängdsområdet 4 - 100μm, d v s långvågig strålning som ligger helt inom det infraröda området.

R_M = emitterade (utsända) långvågsstrålningen (värmestrålningen) från markytan där

$R_M = \epsilon\sigma T_M^4$ och där

ϵ = emissionskoefficienten (utstrålningsförmågan)

σ = Stefan-Bolzmanns konstant och

T_M = yttemperaturen mätt i Kelvin

Enligt ekvation (4) minskar nettostrålningen, när emitterade strålningen från marken ökar. Denna markvegetationens strålning är proportionell mot fjärde potensen av yttemperaturen och ökar alltså kraftigt redan vid en måttlig höjning av yttemperaturen. I tabell 1 har beräknats den totala mängden strålningsenergi enligt $\epsilon\sigma T^4$ som avges per ytenhet vid yttemperaturer mellan -40 och +40°C. Emissionskoefficienten (ϵ) har antagits vara 0.90, vilket är ett approximativt genomsnittsvärde för vegetation, SELLERS 1965. Emissionskoefficienten är mindre än eller högst lika med ett.

TABELL 1 Den energimängd strålning ($=\epsilon\sigma T^4$, $\epsilon=0.9$), som emitteras per ytenhet och tidsenhet från kroppar med yttemperaturer mellan +40 och -40°C.

The quantity of radiation energy ($=\epsilon\sigma T^4$, $\epsilon = 0.9$), which is emitted per unit area and unit of time from bodies with surface temperatures between + 40° and - 40° C.

°C	K	W/m^2	J/cm^2h	cal/cm^2min
+40	313	498	179	0.714
+30	303	437	157	0.627
+20	293	382	138	0.458
+10	283	333	120	0.477
0	273	288	104	0.413
-10	263	248	89	0.356
-20	253	212	76	0.305
-30	243	181	65	0.259
-40	233	153	55	0.219

Tabell 1 kan användas för att beräkna vegetationens utstrålning, då yttemperaturen och emissionsförmågan är kända. Tabellen användes i följande exempel, vilka belyser hur vinden kan påverka nettostrålningen. Antag att nettoglobalstrålningen, G(1-a), en klar dag vid midsommar är 700 W/m^2. Antag vidare att vinden genom advektion eller genom att öka i hastighet förorsakar en sänkning av yttemperaturen från +30 till +20°C.

- Detta medför att utstrålningen minskar med 55 W/m^2 (437 - 382 W/m^2 i tabell 1), men också att nettostrålningen ökar med samma belopp (ekv 4). Denna effekt motsvarar cirka 8 % av nettoglobalstrålningen.

Under natten är globalstrålningen noll. Klara nätter är nettostrålningen negativ. Om vinden ökar under natten kan yttemperaturen öka avsevärt. Detta sker genom att den kalla luften vid markytan blandas med varmare luft från högre luftskikt. Om yttemperaturen ökar exempelvis från $-20^{o}C$ till $0^{o}C$ ökar utstrålningen 76 W/m^2 (212 - 288 W/m^2 i tabell 1). Nettostrålningen minskar enligt ekvation (4) med motsvarande belopp.

Genom att studera energibalansekvationen, ekv (3), finner man att en ändring av yttemperaturen och därmed av nettostrålningen medför att även övriga energitermer ändras. För att belysa detta väljes två exempel.

Det första exemplet beskriver förhållandena under dagen för ett vegetationstäcke, som är väl försörjt med vatten. Vegetationen kan, trots stark solstrålning, ha en relativt låg yttemperatur. Detta är möjligt på grund av att en stor energimängd krävs för evapotranspiration. Denna kan i sin tur öka med högre vindhastighet.

Det andra exemplet beskriver situationen under molnfria nätter med negativ nettostrålning. Höjs yttemperaturen, t ex i samband med ökad luftrörelse, ökar värmeutstrålningen. Den värmeförlust som då uppstår kompenseras av en vertikal transport av sensibelt värme (H) från luft till mark. Varmare höjdluft transporteras ju ner mot marken, då luften vid marken rörs om.

Den energimängd som lagras och utnyttjas i mark och vegetation (B), påverkas av yttemperaturen. Värmeflödet beror på temperaturgradienten i mark och växter. En yttemperatur, som ger stor gradient, ökar energiflödet genom värmeledning i förhållande till en yttemperatur som ger liten gradient.

Sammanfattningsvis kan sägas: Yttemperaturen påverkar direkt storleken på nettostrålningsenergin och värmeflödet i mark och inom växter. Yttemperaturen påverkas bl a av vind.

Bladtemperaturen kan liksom den genomsnittliga markvegetationstemperaturen diskuteras med hjälp av energibudgetekvationer. För blad brukar en mer komplicerad modell än ekvation (3) användas, se t ex LOWRY (1969). Bladtemperaturen påverkas liksom markvegetationens temperatur, direkt genom advektion och indirekt genom turbulens. Turbulensen medför transporter av sensibelt och latent värme. Temperaturskillnaden mellan blad och omgivande luft reduceras av turbulent transport av sensibelt värme.

Vid transpiration, vari ingår en turbulent transport av latent värme, avkyls bladen.

Bladets form har stor betydelse för dess temperatur. Ett barr med cylindrisk yta har enligt GATES (1963) effektivare turbulent värmeutbyte med omgivande luft än ett blad med plan yta.

PERTTU (1971) har vid mätningar utomhus och i växthus funnit att temperaturskillnaden mellan barrens inre (Pinus silvestris) och omgivande luft maximalt är av storleksordningen $2^{\circ}C$. Samma storleksordning på största differensen har ODIN (PERTTU 1971) erhållit mellan barrytor och luft. Mätningen utfördes vid låg instrålning, 84 W/m^2, i klimatkammare. Luftrörelsen var låg, cirka 0.1 m/s på 1 m avstånd från trädplantorna. TRANQUILLINI & TURNER (1961) redovisar emellertid i genomsnitt $5^{\circ}C$, maximalt $10^{\circ}C$ högre dagyttemperatur på barr (cembratall) än i luft under sju varma klara augustidagar.

Ett skogsbestånds barr- och bladmassa utgör endast en ringa del av den gren-, stam- och jordmassa som på en viss areal mark deltar i energiutbytet. Den värmemängd som omsätts i skogsbeståndens barr- och bladmassa kan därför försummas vid jämförelse med värmeomsättningen i mark eller i stammar och grenar (MITSCHERLICH 1971).

1.2.3 Advektion eller horisontell transport genom vind

Advektion definieras som horisontell transport genom vind. Det är inte enbart värme som genom advektion transporteras fram till eller bort från objekt såsom skogsbestånd. Även vattenånga, koldioxid, pollen, luftföroreningar m m kan transporteras liksom annat som kan ha betydelse för vegetationen.

Låt oss betrakta en sådan biometeorologisk faktor och beteckna den med F. Faktorn F antas öka eller minska längs en riktning n men vara konstant i tiden. Advektionen (A) är proportionell mot vindvektorns komponent längs n-riktningen och mot F's förändring i samma riktning. Man kan skriva:

$$A = U_n \left(\frac{\delta F}{\delta n}\right), \text{ där} \qquad (5)$$

U_n är vindhastigheten längs riktningen n och

$\frac{\delta F}{\delta n}$ är horisontella gradienten av F längs riktningen n.

Advektionen ökar dels med vindhastigheten, och dels med gradienten av F. Om F är konstant i riktningen n, d v s $\frac{\delta F}{\delta n} = 0$, blir advektionen = 0.

Horisontella gradienter utplånas efterhand som luftmassan förs fram över mycket stora och plana ytor med jämn och enhetlig vegetation. Det avstånd till enhetliga ytans kant, som krävs för advektionsfri strömning, beror på faktorer såsom mäthöjd och hur stor skillnaden är i gränsen mellan den enhetliga ytan och omgivningen. I litteraturen (t ex SELLERS 1965) anges så vitt skilda belopp på avståndet till gränsen (uttryckt i mäthöjd) som 10 till 140 gånger mäthöjden.

Vinden är förbunden med lufttryckssystem av varierande utsträckning. De makroskaliga vindsystem, vilkas utsträckning är 100 till 1000-tals km, förorsakar makro-advektion.

Genom denna förflyttas alltså luftmassor lång väg. Av biometeorologisk betydelse är luftmassans egenskaper såsom temperatur, fuktighet och grumlighet, då den anländer till en viss plats. Kortfattat kan man säga att en till viss plats nyanländ luftmassas egenskaper är bestämd av förhållandena i dess källområde - som alltså kan ligga mycket avlägset - av det underlag över vilket den transporterats samt av hur lång tid transporten pågått över ett och samma eller flera underlag.

Det finns också lokala vindsystem i mesoskala med en utsträckning av något 10-tal km. Land- och sjöbris, berg- och dalvind (av mindre horisontell utsträckning) är sådana system. Som exempel på effekten av meso-advektion kan nämnas den relativt låga eftermiddagstemperatur som kan inträffa under sommaren i kustnära landområden. Genom sjöbrisen förs sval havsluft in över land. För studium av vindsystem hänvisas till läroböcker i meteorologi och klimatologi exempelvis LILJEQUIST (1962 och 1970).

Skogsmarkens topografi är långt ifrån likformig i vårt land. Terrängen är vanligtvis kuperad. Skogklädda åsar och berg omväxlar med dalar, sjöar och öppen mark såsom myrar och hyggen. Skogsbestånden omväxlar sinsemellan genom variation i trädslag, höjd och täthet. Genom advektionen överförs biometeorologiska egenskaper från en viss typ av skogsmark till en annan. Under varma sommardagar uppvärms markvegetation och luft nära marken på ett hygge mer än luften i skogen (ODIN 1964). Vind riktad från hygget mot skogen medför därför en transport av värme från hygget och till skogen. Vinden har alltså genom advektion en utjämnande effekt på biometeorologiska faktorers horisontella fördelning.

Även i liten skala är advektionen verksam. Vid vindstilla kan de meteorologiska faktorerna växla avsevärt från punkt till punkt nära marken. Jämför t ex förhållandena i en grop och på en kulle eller över en grästuva, en stubbe eller sten. Då vindhastigheten ökar, tilltar turbulensen, och detta innebär att omröringen i luften blir effektivare. Med ökad omröring minskar skillnaderna i horisontell och vertikal riktning.

Vid energibudgetstudier brukar advektionstermen försummas. Detta kan man göra om objektet är en plats belägen på en vidsträckt horisontell och plan markyta täckt med jämn, homogen vegetation. Dylika lokaler är synnerligen sällsynta i skogsmark. Om A sättes = 0 i energibalansekvationen innebär det att de värmemängder som tillföres respektive lämnar platsen genom advektion är lika stora.

1.2.4 Turbulens, vindprofil och vertikala flöden

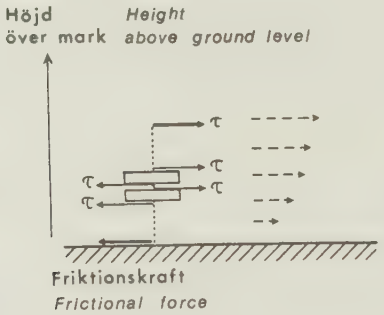
Inom biometeorologin är studiet av vinden, speciellt vindhastighetens ändring med höjden över marken, av intresse, eftersom man får upplysning om turbulensen. Turbulens är betydelsefull därför att den sörjer för den vertikala transporten av rörelsemängd, värme, vattenånga, koldioxid etc, allt av betydelse för vegetationen.

1.2.4.1 Turbulens

Turbulens definieras som vindens oordnade virvlande rörelse. Markytan utgör ett hinder för luftens rörelse. Den från markytan påtvingade oordnade luftrörelsen kallas dynamisk turbulens. Denna typ av turbulens ökar i intensitet och omfattning dels med vindhastigheten och dels med markytans ojämnhet eller skrovlighet. Ett annat slag av turbulens, termisk turbulens eller konvektion, uppstår då virvlar eller blåsor av uppvärmd, lättare luft stiger uppåt och ersättes av mot marken sjunkande luft. Den termiska turbulensen är starkt beroende av temperaturens vertikala skiktning. Den är starkast utbildad under sommaren och på eftermiddagen. De termiska turbulensvirvlarna varar i allmänhet längre och omfattar större luftvolymer än de dynamiska.

1.2.4.2 Vindprofil

Som nämnts kan man från observationer av hur horisontella vindhastigheten ändras med höjden över marken d v s vid studiet av vindprofilen få information om turbulensen. Mätningar av vindprofiler i atmosfärens understa skikt, några 10-tal meter tjockt, visar att vindhastigheten avtar snabbt mot markytan men att vindriktningen inte ändras. Det är tydligt att krafter påverkar den horisontella vinden så att denna avtar mot marken. Frågan är, vilka dessa krafter är, och om de har något samband med vertikala transporter.



Figur 2. Principskiss över skjuvspänningens (τ) verkan på tunna närliggande luftskikt vid stationärt tillstånd. Till höger visas vindens ökning med höjden över marken.

Diagrammatic sketch of the shearing stress (τ) effect on thin, closely lying layers of air at stationary condition. The increase of the wind in proportion to the height above ground level is shown to the right.

Vi studerar ett luftskikt, som sträcker sig från markytan upp till ett par tiotal m höjd. I detta skikt antas tillståndet vara stationärt, vilket innebär att vindprofilen och därmed vindhastigheten i varje nivå är konstant med tiden. Den resulte-

rande kraften är noll vid stationärt tillstånd. Längs markytan bromsas luftrörelsen av friktionskraften. Den är riktad mot vindriktningen. Mot denna kraft verkar alltså en lika stor motsatt riktad kraft som kallas skjuvspänning. Den anges per ytenhet horisontell yta och betecknas med τ . Genom att göra en uppdelning i mycket tunna skikt, där vid stationärt tillstånd, kraften längs varje tunt skikts undersida är lika stor som kraften vid översidan men motsatt riktad, kan man visa att skjuvspänningen τ är konstant med höjden över marken. En summering av alla skikten ger till resultat två motsatt riktade krafter: skjuvspänningen vid det studerade skiktets översida och friktionskraften vid markytan (se figur 2).

1.2.4.3 Den turbulenta överföringen av bl a sensibelt och latent värme

Turbulensen medför att luftpaket eller luftvolymer rör sig vertikalt uppåt och nedåt. Med rörelsen följer luftvolymens egenskaper som värmeinnehåll, hastighet o s v. Eftersom vindprofilen berörts skall vi se hur turbulensen vertikalt förflyttar horisontell rörelsemängd. Rörelsemängd eller impuls är massa multiplicerad med hastighet, eller om massan anges per volymenhet, densitet multiplicerad med hastighet. Densiteten kan antas vara konstant i atmosfärens nedersta 10-tal meter. Rörelsemängden kan här sättas direkt proportionell mot vindhastigheten. Genom turbulens påverkar de olika nivåernas vindhastigheter varandra. Från studier av vindprofiler vet man att vindhastigheten tilltar från ett skikt till närmast högre belägna skikt. En luftvolym, som genom turbulens förs upp till en viss nivå, reducerar vindhastigheten i denna nivå eftersom luftvolymens ursprungshastighet var lägre. En luftvolym som uppifrån kommer till angiven nivå orsakar att vindhastigheten där i stället ökar, eftersom den medförda hastigheten var högre än medelhastigheten i nivån. En vertikal rörelse uppåt medförde alltså att rörelsemängden minskade och rörelsen nedåt att den ökade. Resultatet

av hela processen blir att rörelsemängd transporteras nedåt. Detta betyder att markvegetationen tillföres och förbrukar rörelsemängd - en rörelsemängd som transporteras ner från högre luftskikt. Man kan också säga att det sker ett flöde av rörelsemängd nedåt mot vegetationen. Det vertikala flödet av en massa eller en storhet är den medelmängd (av ämnet eller storheten) uttryckt i enheter per massenhet luft som per tidsenhet transporteras genom en horisontell enhetsyta.

Skjuvspänningen (eller friktionen) åstadkom att den horisontella vindhastigheten avtog mot marken. Detta innebar ett flöde nedåt av rörelsemängd. Skjuvspänningen och flödet av rörelsemängd är således uttryck för samma företeelse.

Man kan skriva:

$$\tau = - \rho \, W \, (U+u), \text{ där} \qquad (6)$$

$U+u$ är horisontella medelvindhastigheten plus fluktuationen i horisontella vindhastigheten på en viss nivå över marken

$\rho \, (U+u)$ är horisontella rörelsemängden per volymsenhet i nivån och

W är vertikala vindhastigheten i nivån, där
$W = \bar{w} + w$ och
$\bar{w}$ är vertikala medelvindhastigheten och
w är fluktuationen i vertikala vindhastigheten.

Minustecknet i ekv (6) anger att flödet är riktat nedåt.

Bildas medelvärden för en viss tid erhålles:

$$-\overline{W\rho \, (U+u)} = - \rho \bar{W} \bar{U} - \rho \, \overline{wu}$$

eftersom ρ är konstant.

I medeltal är den nedåt- och uppåtriktade vinden lika. Medelvertikalvinden $\bar{w}$ är därför lika med noll. U och ρ är konstanta. Flödet eller skjuvspänningen blir då

$$\tau = - \rho \overline{uw} \ (kg/ms^2) \qquad (7)$$

I ekvation (7) bör observeras att u och w är de turbulenta komponenterna (variationen) i den horisontella respektive vertikala vinden.

Samma luftvolymer eller turbulenselement som överför rörelsemängd överför också andra fysikaliska egenskaper hos luften. När lufttemperaturen och luftfuktigheten avtar med höjden över marken förorsakar turbulensen flöden av värme och vattenånga i riktning från vegetationen och upp i atmosfären. Motsatt blir förhållandet då vegetationen eller marken är kallare respektive torrare än luften - flödena är då riktade nedåt mot marken och vegetationen. Det är särskilt under sommarhalvåret som flödena i allmänhet går uppåt d v s marken och vegetationen fungerar som källa och atmosfären är en förbrukare eller sänka d v s mottagare av energi. På samma sätt som för rörelsemängd erhålles flödet av sensibelt värme:

$$H = \rho c_p \overline{wt} \ (J/m^2s) \qquad (8)$$

där

c_p är luftens specifika värme vid konstant tryck,
t är temperaturens variation i nivån med medeltemperaturen T och
w är fluktuationen i vertikala vindhastigheten i nivån.

Flödet av vattenånga E_v kan skrivas:

$$E_v = \rho \overline{wq} \ (kg/m^2s) \qquad (9)$$

där

q är variationen d v s turbulenta komponenten av den specifika fuktigheten på nivån med medelvärdet Q. Spec. fuktigheten definieras som förhållandet mellan vattenångans och fuktiga luftens densitet och är proportionell mot ångtrycket e, enligt $Q \simeq 0.622 \frac{e}{p}$, där p = lufttrycket (se exempelvis LILJEQUIST 1962).

Om ekvation (9) multipliceras med ångbildningsvärmet, L, erhålles flödet av latent värme eller latenta värmetransporten:

$$E = L \rho \overline{wq} \ (J/m^2 s) \qquad (10)$$

Marken och vegetationen är källa för en stor mängd ämnen som sprids i atmosfären. Det kan vara gaser, såsom vattenånga (ekv 9) och koldioxid, eller partiklar såsom frö, pollen och sporer. Den senare gruppen är naturliga luftföroreningar. Genom människans verksamhet sprids andra luftföroreningar. I analogi med ekvationerna (7 - 10) kan ett flöde vilket som helst skrivas:

$$F = \rho \overline{wf} \qquad (11)$$

Ekvationerna (8) och (10) ger flödena H och E som funktion av turbulenta fluktuationerna w, t och q. En väsentlig fråga är om dessa kan mätas. Sådana fluktuationer är mätbara. Man kan exempelvis med turbulensmätare mäta variationen i luftrörelsen (u och w) och med snabba psykrometrar variationen i temperatur (t) och fuktighet (q). Mätningarna kräver en mycket snabb och följsam registrering exempelvis med hjälp av dator eller slingoscillograf. Metoden att mäta de turbulenta fluktuationerna i och för flödesbestämningar kallas vertikala flödesmetoden (1.3.3.1).

I samtliga ekvationer (7-11) som beskriver vertikala transporter ingår variationen i vertikala vindhastigheten (w). Kalavverkningar i skogsbruket medför lokala vindändringar. När vindhastigheten ökar, tilltar den dynamiska turbulensen. Därmed befrämjas vertikala energiflöden.

1.2.4.4 Vindprofilen och temperaturskiktningen

I föregående avsnitt visades att skjuvspänningen och därmed vindprofilen påverkas av medelvindhastigheten genom dynamisk turbulens. I allmänhet uppträder dynamisk och termisk turbulens samtidigt. Den senare beror bl a av temperaturskiktningen d v s av temperaturprofilen. Detta förhållanden medför att u och w i ekv (7) påverkas av temperaturskiktningen och därmed påverkas vindprofilen.

Vindprofilen vid neutral temperaturskiktning

Neutral eller indifferent skiktning råder, när lufttemperaturen avtar med 0.1^{o} per 10 m ökning av höjden över marken. Luftblåsor som förs uppåt eller nedåt (utan kondensation) i en atmosfär med denna skiktning får i detta fall samma temperatur som den omgivande luften. Luftblåsorna befinner sig alltså alltid i termisk jämvikt med omgivningen. Någon termisk turbulens kan därför inte förekomma. Då vindprofiler mäts över enhetlig vegetation på vidsträckt horisontell, plan mark, och när temperaturskiktningen är neutral, skall man finna att den horisontella vindhastigheten tilltar logaritmiskt med höjden över marken. I ett diagram med logaritmisk höjdskala och linjär vindskala erhålles alltså räta linjer för sambandet mellan vindhastighet och höjd. Detta förhållande kan beskrivas med formeln för logaritmiska vindlagen:

$$\bar{u} = \frac{u^*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_o} \qquad (12)$$

där

$\bar{u}$ är medelvindhastigheten på höjden z

κ är en dimensionslös konstant, von Kármáns konstant ≈ 0.4

u^* betecknar friktionshastigheten och

z_o skrovlighetsparametern.

Friktionshastigheten u^* definieras av relationen:

$$\tau = \rho u^{*2} \qquad (13)$$

där τ är skjuvspänningen;

τ är konstant med höjden vid stationärt tillstånd (sid 21)

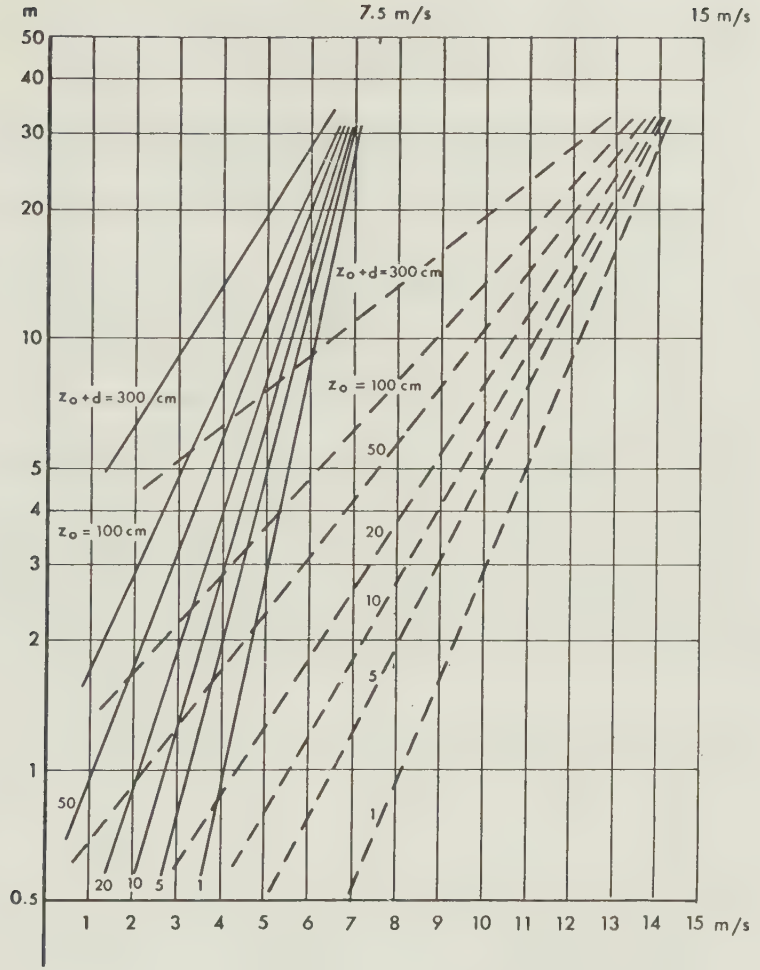
När z_o är känd är det tillräckligt att mäta vindhastigheten på en nivå för att beräkna friktionshastigheten från logaritmiska vindlagen.

Skrovlighetsparametern

Skrovlighetsparametern, z_o, är ett uttryck för markens ojämnhet och anges i längdenheter. Enligt ekvation (12) kan z_o beräknas från vindmätningar på två nivåer. Då avståndet till markytan minskar, avtar medelvindhastigheten. På höjden z_o är den noll enligt ekvation (12).

Beroende på underlaget kan z_o variera inom vida gränser. Över en jämn snöyta kan z_o vara så lågt som ca 0.1 mm (LILJEQUIST 1956-57). LOWRY anger (1969) representativa värden för z_o över kort gräs och över högvuxet. För det förra anges z_o till 1-4 cm och för det senare 4-10 cm. Skogsbestånd utgör ett mycket ojämnt underlag, ett värde på cirka 280 cm har uppmätts för 555 cm hög granskog (BAUMGARTNER 1956, enligt SELLERS 1965).

Skogsmarkens skrovlighet beror på faktorer såsom markens struktur och trädbeståndens och hyggesvegetationens sammansättning, täthet, struktur och höjd. Den logaritmiska vindlagen innebär att vindhastigheten avtar snabbare mot markytan vid höga värden på skrovlighetsparametern än vid låga. Detta förhållande illustreras i figur 3, där linjernas lutning ökar med ökande värden på z_o. Logaritmiska vindlagen innebär också, att för ett och samma värde på skrovlighetsparametern är vindhastighetens förändring med höjden över marken större vid hög än vid låg medelvindhastighet. Jämför i figur 3 exempelvis de två vindprofilerna för $z_o = 1$. Vindprofilerna i figuren är konstruerade för att belysa logaritmiska vindlagen.De är inte resultat av observationer.



Figur 3. Vindprofiler enligt logaritmiska vindlagen ritade för olika skrovlighetsvärden (z_o, $z_o + d$). Två grupper av vindprofiler har konstruerats. Inom den ena gruppen antas varje enskild vindprofil ha vindhastigheten 7.5 m/s på 50 m höjd och inom den andra gruppen 15 m/s.

Wind profiles according to the logarithmic wind profile sketched for various roughness parameters (z_o or $z_o + d$). Two groups of wind profiles have been constructed. The wind speed of each separate wind profile within one of the groups is assumed to be 7.5 m/s at a height of 50 metres and 15 m/s within the other one.

Följande antaganden ligger bakom konstruktionen:

1 Vindhastighetens ändring med höjden över marken följer den logaritmiska vindlagen upp till 50 m höjd.

2 De olika vindprofilerna ger en och samma medelvindhastighet på 50 m höjd.

I figur 3 ges exempel på två godtyckligt valda medelvindhastigheter. Man bör observera att linjernas lutningar påverkas av höjden till den nivå, på vilken de bestämts stråla samman. Men denna påverkan är relativt liten för låga z_o-värden, t ex vid en sänkning av nivån från 50 till 30 m. Enligt figur 3 skulle exempelvis vid en hyggesrensning en minskning av skrovlighetsparameterns värde från 10 till 1 cm innebära, att vindhastigheten på 1 m höjd ökade från 5.6 till 8.1 m/s vid medelvindhastigheten 15 m/s på 50 m höjd och från 2.7 till 4.1 m/s vid 7.5 m/s. Värdet på z_o ökar snabbt, allteftersom plantbestånd ökar i höjd och täthet. Härvid reduceras vindhastigheten avsevärt över beståndet.

För hög vegetation såsom skog brukar ekvation 12) skrivas

$$\bar{u} = \frac{u^*}{\kappa} \ln \frac{z-d}{z_o} \qquad (12a)$$

där

d kallas nollplansförskjutningen och är ett mått på hur högt upp över marken hela vindprofilen förskjuts. Vindhastigheten blir lika med 0 på höjden $z_o + d$.

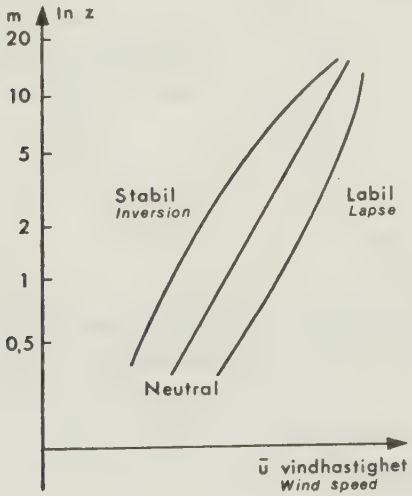
Skrovlighetsparametern över slät mark och mycket låg vegetation är relativt konstant inom ett vidsträckt vindhastighetsområde. Liksom nollplansförskjutningen (d) varierar den med vindhastigheten för vegetation, som är hög nog för att böjas av vinden. Över skog brukar z_o öka och d minska, då vindhastigheten tilltar. BAUMGARTNER redovisar (1965) en mätning där det så kallade skrovlighetsskiktet ($z_o + d$) vid svag vind är 8 m för en 27 m hög granskog med 11.5 m kronhöjd. Skiktets tjocklek minskade till 5 m, då vindhastigheten tiodubblades.

Skrovlighetsparametern är en betydelsefull biometeorologisk faktor, eftersom den bestämmer vindprofilen och därmed vertikala utbytet av värme, vattenånga och koldioxid.

SELLERS påvisar (1965) att utbyteskoefficienten för vattenånga kan öka 50 %, då skrovlighetsparametern ökar från 0.2 till 0.7 cm. En ökning av skrovligheten påverkar temperaturen på liknande sätt som en vindökning. Figur 5 visar schematiskt hur temperaturskiktningen blir mindre extrem, när dynamiska turbulensen blir starkare. Detta kan antingen ske genom att vindhastigheten eller att skrovligheten ökar.

Vindprofilen vid labil och stabil temperaturskiktning

Hittills har behandlats vindprofilen vid neutral temperaturskiktning. När lufttemperaturen avtar med mer än 0.1°C per 10 m höjdökning råder labil skiktning. Denna skiktning är



Figur 4. Principskiss över vindprofiler vid tre temperaturskiktningar för en och samma vindhastighet på ca 20 m höjd.

Diagrammatic sketch of wind profiles at various thermal stabilities for one and the same wind speed at a height of about 20 metres.

vanlig i marknära skikt vid stor instrålning. Luftblåsor som förflyttas uppåt till viss nivå blir varmare än omgivande luft - rörelsen uppåt förstärks. Den uppåtgående luften ersätts av sjunkande luft. Labil skiktning underlättar tydligen vertikalrörelser - den termiska och dynamiska turbulensen samverkar. Detta medför att horisontella vindhastigheten ökar snabbare med höjden de första metrarna över marken än vid neutral skiktning. I ett u-ln z-diagram erhålles en kurva som är konkav uppåt, figur 4.

När temperaturen ökar med höjden över marken d v s vid stabil skiktning eller inversion, hämmas vertikalrörelsen och därmed turbulensen. Vindhastighetsökningen med höjden blir mindre än vid neutralskiktning nära marken men större på högre höjd. Kurvan blir konvex uppåt, figur 4.

Inom mikrometeorologin har utarbetats flera metoder som beskriver hur vindhastigheten ändras med höjden över marken i atmosfärens understa skikt vid olika slags temperaturskiktning eller stabilitet. Härvid brukar man införa en variabel för vindhastighetsändringen med höjden nära markytan, nämligen den dimensionslösa vindhastighetsgradienten eller vindskjuvningen:

$$\Phi_m = \frac{\kappa z}{u^*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

(Beteckningar se ekv 12)

Vid neutral skiktning är $\Phi_m = 1$. Ekvationen ovan motsvarar då logaritmiska vindlagen (ekv 12). Vindskjuvningen Φ_m är en funktion av en dimensionslös stabilitetsparameter z/L'

där

z är höjden över marken och

$$L' = - \frac{u^{*3} T \rho c_p}{\kappa g H}$$

där

H är sensibla värmeflödet och

g är accelerationen vid fritt fall (tyngdfaktorn)

L' kan beräknas sedan temperaturen (T) uppmätts på höjden z och friktionshastigheten (u^*) beräknats från ekvation (12) samt H uppmätts med vertikala flödesmetoden, ekvation (8). Variabeln Φ_m är som nämnts en funktion av z/L' och sambandet mellan Φ_m och z/L' kan enligt BUSINGER et al (1971) vid labil skiktning skrivas:

$$\Phi_m = [1 - \gamma_1 (z/L')]^{-1/4}$$

där γ_1 är en konstant som Businger et al fann vara = 15.

Vid stabil skiktning erhölls relationen:

$$\Phi_m = 1 + 4.7 (z/L')$$

När direkta flödesmätningar av H inte kan utföras är variabeln z/L' svårbestämd. Man kan då relatera Φ_m till en annan dimensionslös storhet Ri, Richardsons tal:

$$Ri = \frac{g/T \, (\Delta T/\Delta z)}{(\Delta \bar{u}/\Delta z)^2}$$

där

$\Delta T/\Delta z$ approximerar vertikala temperaturgradienten och

$\Delta \bar{u}/\Delta z$ vindhastighetsgradienten.

Inverkan av lufttryckets avtagande med höjden på temperaturen kan elimineras genom att införa potentiell temperatur (θ). Den potentiella temperaturen på en nivå med temperaturen T erhålles genom att till T addera-0.01 z_1 där 0.01 är temperaturens avtagande med höjden vid neutral skiktning (0.01°C/m) och z_1 är nivåns höjd över en referenstryckyta. $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ är alltså noll vid neutral skiktning.

Richardsons tal ger förhållandet i turbulenspåverkan mellan uppvärmningseffekter och friktionseffekter genom vind. Storheten Ri, som är noll vid neutral skiktning, tilltar vanligtvis med höjden över marken. Detta innebär att turbulensen med ökande höjd alltmer övergår från dynamisk till termisk turbulens.

Enligt bl a Businger et al kan Ri skrivas:

$$Ri = \frac{z/L'}{\alpha \Phi_m}$$

där

$$\alpha = \frac{K_H}{K_M}$$

och K_H och K_M är de turbulenta utbyteskoefficienterna vid sensibelt värmeflöde och flödet av rörelsemängd (se sid 34 -35)

Parametern α är en funktion av z/L' och Businger et al anger funktionens utseende och värden på ingående konstanter vid labil och stabil skiktning.

I den så kallade KEYPS-profilen (PANOFSKY 1963, LUMLEY & PANOFSKY 1964) antas α vara lika med 1. I KEYPS-metoden kan relationen mellan Φ_m och Ri skrivas:

$$\Phi_m = (1 - bRi)^{\delta} \qquad (14)$$

där

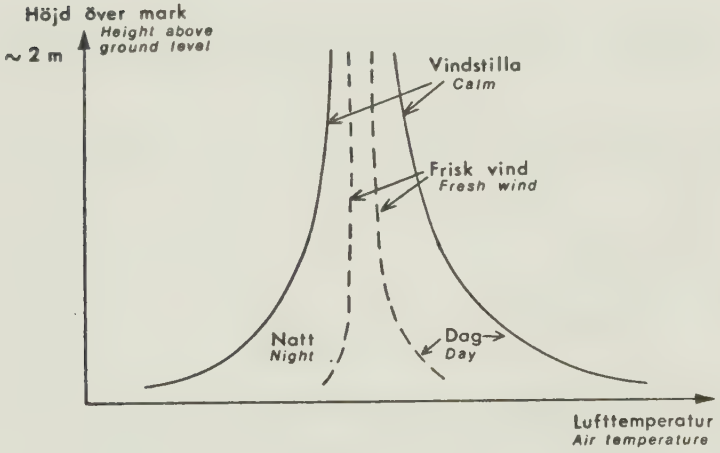
b och δ har olika värden för labil och stabil skiktning.

Från litteraturen kan värden på b och δ hämtas lämpade för undersökningsområdets skrovlighet och för olika mäthöjder, förutsatt att vegetationen är låg och markytan jämn.

I någon mån har här behandlats hur temperaturskiktningen påverkar vindprofilen och därmed också de vertikala transporterna. Man kan lika gärna tala om en påverkan i motsatt riktning d v s att temperaturprofilen ställer in sig efter vindhastigheten. Vi antar som exempel att medelvindhastigheten ökar på en plats efter ett ingrepp i ett skogsbestånd i närheten. Med ökande vind följer ökande dynamisk turbulens. Därmed skapas förutsättningar för att vertikala transporten av sensibelt och latent värme skall öka. Ett intensivare vertikalt flöde av värme leder till att temperaturkontrasten mellan vegetationen och luften och mellan olika luftskikt minskar. Detta innebär att temperaturskiktningen blir mindre extremt labil under dagen och mindre

extremt stabil under natten. Man får alltså en anpassning mot neutral temperaturskiktning, då vindhastigheten ökar, figur 5. Samma effekt på temperaturskiktningen kan tilltagande skrovlighet ha. Vid oförändrad vindhastighet ökar nämligen turbulensen med skrovligheten.

Figur 5 illustrerar vindhastighetens eller skrovlighetens betydelse för yttemperaturen (avsnitt 1.2.2). En reduktion av yttemperaturen på dagen och därmed markytans utstrålning medför att nettostrålningen ökar (ekv 4). Denna högre strålningsenergi kan utnyttjas t ex för ökad avdunstning (ekv 3). Reduktionen av yttemperaturen medför också att marken uppvärms långsammare.



Figur 5. Principskiss visande temperaturskiktningen över öppen mark på eftermiddagen och under natten vid vindstilla och frisk vind.

Diagrammatic sketch showing the thermal stability above open ground in the afternoon and during the night at calm and fresh wind.

1.2.4.5 Flödet som funktion av skiktningen

Man kan kortvarigt registrera de turbulenta komponentera u, w, t och q (sidan 24) och sedan beräkna flödena. För flödesbestämningar över längre tidsintervall finns andra metoder att tillgå. En del av dessa bygger på profilmätningar. Man antar därvid att flödet av en storhet är proportionell mot vertikala ändringen av storheten i fråga. Om exempelvis lufttemperaturen avtar hastigt med höjden över marken, så underlättas värmeflödet uppåt från vegetationen. Man får:

$$H = - \rho c_p K_H \frac{\delta T}{\delta z} \quad ^{1)} \qquad (15)$$

där

$\frac{\delta T}{\delta z}$ är vertikala temperaturgradienten eller medeltemperaturens ändring för en höjdändring δz och

K_H benämnes turbulenta utbyteskoefficienten vid flöde av sensibelt värme och anges i m^2/s.

På motsvarande sätt erhålles för flödena av rörelsemängd eller impuls och latent värme:

$$\tau = \rho K_M \frac{\delta U}{\delta z} \quad \text{och} \qquad (16)$$

$$E = -\rho L K_E \frac{\delta Q}{\delta z} \qquad (17)$$

Där U och Q är medelvärdena av horisontell vindhastighet och specifik luftfuktighet på nivån z. Då $Q \simeq 0.622 \frac{e}{p}$ (sid 24), där e = ångtrycket och p = lufttrycket, kan ekvation (17) också skrivas:

$$E = -\rho L \frac{0.622}{p} K_E \frac{\delta e}{\delta z} \qquad (18)$$

---

1) Ekvationen gäller mer generellt om potentiella temperaturen införes (se sid 31).

De turbulenta utbyteskoefficienterna K_M, K_H och K_E är inte identiskt lika. Gradienterna har alltså olika effekt på transporten beroende på vilken faktor som studeras. I läroböcker i mikrometeorologi diskuteras de turbulenta utbyteskoefficienterna och metoder för att bestämma dessa av exempelvis PRIESTLY (1959), LUMLEY och PANOFSKY (1964), BUSINGER et al (1971) samt HÖGSTRÖM (1974). Utbyteskoefficienterna varierar med mäthöjden, skrovligheten och luftens stabilitet (sid 32). Vid aerodynamiska metoder att bestämma H och E användes parametrar från vindprofiler såsom z_o, d, Ri, se avsnitt 1.3.3.2 och bilaga 4.3.

1.2.4.6 Vindprofilen i skog

Hittills har vindprofiler ovanför vegetationen behandlats. Inom skogsbestånd erhålles helt annorlunda vindprofiler. Luftrörelsen bromsas av hinder och ju tätare grenverket och bladmassan är, desto större blir minskningen av vindhastigheten. Vindprofilen i beståndet bestäms således till en stor del av vegetationstäthetens vertikala fördelning. I högvuxen skog, exempelvis gammal tallskog, ökar vindhastigheten liksom över kal mark med höjden under de första metrarna. Upp mot trädkronskiktets undersida reduceras vindens ökning, och hastigheten kan t o m avta med höjden. I det senare fallet får man en övergång från vertikal transport nedåt till transport uppåt av rörelsemängd (sid 21-22) d v s skjuvspänningen byter tecken på viss höjd över marken. SIRÉN redovisar (1955) vindprofiler i ett björk- och ett granbestånd belägna i norra Finland. Mätningen utfördes under sommaren. Sirén fann att vid måttlig eller frisk vind avtog vindhastigheten med ökande höjd inne i båda bestånden i ett skikt som låg under 4 m höjd. Motsvarande skikt med hastighetsavtagande uppmättes också över två små öppna ytor, 50 x 50 respektive 40 x 40 m stora. Vindhastigheten var högre på alla nivåer över de öppna ytorna än i omgivande skog. Den var också något högre i granbeståndet än i det belövade björkbeståndet vid hastigheter över 2 m/s.

I trädkronskiktets övre del ökar vindhastigheten med höjden och ökningen är sedan mycket snabb från kronornas översida och uppåt. LANDSBERG och JARVIS (1973) redovisar att utbyteskoefficienten för rörelsemängd ovanför 11.5 m hög granskog var approximativt lika med koefficienten i beståndets översta skikt. Om vegetationenes täthet är konstant med höjden avtar vindhastigheten, skjuvspänningen och turbulenta utbyteskoefficienterna inne i beståndet mot marken.

1.3 METODER ATT MÄTA OCH BERÄKNA AVDUNSTNING

För att bestämma evapotranspirationen eller den potentiella evapotranspirationen, definierade på sid 6, mätes avdunstningen från lysimetrar och evaporimetrar. Vid lysimetermätning erhålles avdunstningen från en avgränsad jordvolym med eller utan vegetationstäcke. Evaporimetermätningar ger avdunstad vattenmängd från smärre vattenreservoarer eller från porösa vattenmättade kroppar. De senare kallas också atmometrar. För närmare beskrivningar och konstruktionsdiagram av lysimetrar och evaporimetrar hänvisas till en sammanställning publicerad av WMO 1966b(Technical note no 83).

Avdunstningsvärden, som erhålles från lysimetrar och evaporimetrar, är inte representativa för evapotranspirationen för ytor med horisontella fuktighetsgradienter, d v s vid advektion. Avdunstningen från en viss del av ytan är nämligen en funktion av avståndet till den kant, över vilken luften tränger in. Ju längre sträcka en luftmassa transporteras över exempelvis ett vått underlag, desto högre blir luftens fuktighet. Avdunstningen hämmas härigenom efterhand och är alltså störst vid inträdet över ytan och minst då luften lämnar ytan. Om man emellertid studerar avdunstningen från ett mindre område beläget på en vidsträckt homogen, mycket stor yta kan ovan nämnda kanteffekter försummas. Över mycket stora enhetliga ytor utplånas nämligen horisontella gradienter och advektionen kan sättas lika med noll (sid 18 och 19).

För att beräkna såväl den aktuella som den potentiella evapotranspirationen kan man använda meteorologiska eller klimatologiska data. Det finns flera meteorologiska metoder utarbetade för detta av vilka vertikala flödesmetoden berörts i avsnitt 1.2.4.3 och en aerodynamisk metod i bilaga 4.3.

BRINGFELT har 1975 publicerat en sammanställning med titeln "Mikrometeorologiska metoder att bestämma avdunstning". Han disukterar bl a MONTEITH's metod (1973) som använder sig av begreppet resistans mot vattenångflödet.

Avdunstningen kan också beräknas med vattenbalansmetoder. En sammanställning av dessa jämte övriga metoder att mäta och beräkna avdunstning har utgivits på svenska av FORSMAN, 1969.

1.3.1 Lysimetrar

Två huvudtyper lysimetrar användes, den dränerande och den vägande typen. Med den förra erhålles avdunstningen, potentiella evapotranspirationen, som skillnaden mellan tillförd och utsipprad vattenmängd. Jordvolymen hålls vid fältkapacitet. Värdena blir säkra för långa perioder omfattande en månad eller längre. Hos en typ av lysimeter, kallad evapotransporimeter, hålles en konstant vattennivå i kärlet.

Med den vägande lysimetern kan man bestämma evapotranspirationen med stor noggrannhet och dessutom under korta perioder, ner till 10 minuter. Man måste emellertid ställa höga krav på lysimeterns konstruktion och placering för att erhålla tillförlitliga och representativa värden. Följande tre krav kan ställas (efter CHANG 1968):

a Lysimeterns vegetation måste vara av samma slag, höjd och täthet som i omgivningen. Den enhetliga grödan i omgivningen måste sträcka sig långt ut från lysimetern i alla riktningar.

b Flödena av värme och vatten inom lysimeterns jordvolym måste vara jämförbara med förhållandena utanför. Detta krav medför att lysimeterns jordvolym bör vara stor.

c Lysimetern måste vara stor nog för att inte hämma rotutvecklingen. Kortvuxen gröda kräver minst en kubikmeter jord.

Ovanstående krav medför höga kostnader för att bygga och driva lysimetrar av hög klass. En god lysimeteranläggning kan med fördel användas som referens vid test av andra metoder för att bestämma evapotranspirationen. I skogsmark torde lysimetermätningar kunna genomföras på kalhyggen och myrar.

1.3.2 Evaporimetrar

Evaporimetrar i tankutförande användas för att bestämma evapotranspirationen från vegetationen i evaporimeterns omedelbara omgivning. Avdunstningstanken (engelska: pan) står på eller är delvis nedsänkt i marken och är fylld med vatten. Avdunstningen är proportionell mot vattenytans nivåsänkning eller lika med den vattenmängd, som måste tillföras för att hålla ytans höjd konstant. Man brukar fylla djupa avdunstningstankar med sand till viss höjd för att förhindra vattnets vertikala rörelse. Avdunstningen från tank beror av sådana faktorer som ytans storlek (särskilt vid låg luftfuktighet), färg, tankens höjd över mark och eventuella skyddsnät. Trots olikheter mellan vegetations- och vattenytan ifråga om energibudget, skrovlighet och avdunstningsmekanism är överensstämmelsen god mellan evapotranspirationen och tankevaporationen för en period av ett dygn och längre. CHANG (1968) hänvisar till ett antal undersökningar, som visar att vid tillfällen med advektion, avdunstningen från tank bättre överensstämmer med mätplatsens evapotranspiration än avdunstningen beräknad med meteorologiska metoder såsom energibalansmetoden.

Mätningar med avdunstningstankar torde kunna utföras på kal skogsmark såsom i stora gläntor och på hyggen samt på myrar.

Hos atmometrar sker avdunstningen från porösa kroppar, som hålls vattenmättade. Piche-evaporimetern har t ex en tunn läskpapperskiva. Atmometrarna, av vilka det finns flera typer, är lätta, billiga och kan snabbt utplaceras. Inom områden med liten vindvariation erhålles hög korrelation mellan atmometer- och tankavdunstning (CHANG 1968). Vid ökande vind framträder emellertid svårbestämda fel i atmometervärdena. Dessa förorsakas av att atmometeravdunstningen påverkas av vinden avsevärt mer än evapotranspirationen. MUKAMMAL och BRUCE (1960) har studerat vindhastighetens, strålningens och luftfuktighetens relativa inverkan på avdunstningen dels från en Bellani-atmometer och dels från en avdunstningstank (Class A pan). Dessa instrument är beskrivna av WMO 1966b(Technical note no 83).

De tre meteorologiska faktorernas del i avdunstningen förhöll sig för atmometern som 52/41/7 och för tanken 14/80/6. Atmometern var alltså mer påverkad av vinden än tanken, men mindre påverkad av strålningen.

När man mäter med atmometrar på platser med varierande vindhastighet och/eller skrovlighet erhålles alltså avdunstningsskillnader, som inte är representativa för skillnader i potentiell evapotranspiration från vegetationstäcket. De avspeglar bättre avdunstningsskillnader mellan våta blad i atmometernivå. Atmometermätningens värde ligger alltså i att man får ett mått på hur effektiva de meteorologiska faktorerna är tillsammans för avdunstningen från små, våta ytor.

Felaktigheter på grund av vindens inverkan minskas betydligt om man mäter skillnaden i avdunstning mellan svart och vit atmometer, CHANG 1968, sid 191-192 . Denna skillnad kan relateras till potentiell evapotranspiration. Den svarta avdunstningskroppen absorberar mer strålning än den vita. Skillnaden i strålningsabsorption och därmed i avdunstning ökar med instrålningen. Vinden påverkar avdunstningsdifferensen betydligt mindre än avdunstningen från den enskilda kroppen.

Avdunstningen från en atmometer E_A eller från en liten vattenmättad kropp, vilken som helst, kan beskrivas genom en empirisk formel (Daltons lag):

$$E_A = A(e_s - e_a)\ f(u) \qquad (19)$$

där

A är en proportionalitetskonstant som beror av lokala förhållanden, strålning, temperaturskiktning m m,

e_s är mättningsångtrycket vid vattenmättade ytans temperatur,

e_a är rådande ångtryck och

f(u) är en funktion av vindhastigheten

Daltons lag eller ventilationslagen anger att avdunstningen från den vattenmättade ytan är proportionell mot skillnaden mellan ångtrycket vid ytan och omgivande luftens ångtryck. Avdunstningen är också en funktion av vindhastigheten.

Vid avdunstning är det fler vattenmolekyler som lämnar ytan än som når in till den från omgivande luft. Vid vindstilla svarar molekylrörelsen för att vattenånga diffunderar ut i omgivande luft. Processen går långsamt. Vid ökad luftrörelse, exempelvis genom ökad termisk turbulens (konvektion) ökar avdunstningen. Det skikt närmast avdunstningskroppen med enbart diffusion blir vid ökad luftrörelse allt tunnare - diffusionsmotståndet avtar. Utanför detta skikt sker den huvudsakliga vattenångtransporten genom turbulens.

När avdunstningen ökar, sjunker små kroppars temperatur, eftersom värme för avdunstning tas från kroppen. Observera att mättningstrycket e_s sjunker då ytan avkyls d v s uttrycket $(e_s - e_a)$ avtar (se ekv 19). Omgivningens fuktighet d v s luftens ångtryck e_a påverkas ej. Vinden har alltså motsatta effekter på avdunstningen från <u>små</u> kroppar såsom löv och barr. Ökad vind hämmar avdunstningen genom att ångtrycksdeficit $(e_s - e_a)$ minskar, men ökar samtidigt förmågan för avdunstning genom att turbulensen ökar.

NÄGELI (1943) m fl har vid samtidiga atmometer- och vindhastighetsmätningar funnit att avdunstningen är proportionell mot kvadratroten ur vindhastigheten. Om man i ekvation (19) antar att ångtrycksskillnaden $(e_s - e_a)$ och faktorn A är konstanta, kan man approximativt sätta:

$$E_A \approx \text{konst } \sqrt{u} \qquad (20)$$

(WMO 1964, Technical note No 59)

Ekvation (20) anger att atmometrar, t ex Piche-evaporimetern, under de ovan givna förutsättningarna skulle kunna omvänt användas som vindmätare.

1.3.3 Meteorologiska metoder att bestämma avdunstningen

1.3.3.1 Vertikala flödesmetoden (turbulenta utbytesmetoden)

Vertikala flödesmetoden, som på engelska vanligen kallas "eddy correlation method", är den mest direkta metoden för att beräkna evapotranspirationen. I avsnitt 1.2.4.3 visas att flödet vattenånga genom en viss nivå över markytan kan skrivas

$$E_v = \rho \overline{wq} \quad \text{(ekv 9)}$$

där E_v är mängden vattenånga som per tidsenhet transporteras genom en horisontell enhetsyta (kg/m^2 s) och w och q är de turbulenta komponenterna d v s variationen i vertikala vindhastigheten och specifika luftfuktigheten. I vertikala flödesmetoden sättes flödet av vattenånga uppåt genom mätnivån lika med evapotranspirationen från underliggande mark med vegetation. En mycket avancerad teknik krävs för att bestämma w och q. Givarna måste ha exakt samma reaktionstid för de turbulenta ändringarna, och de måste avläsas simultant. Känsligheten måste vara stor nog för att känna av bidrag även från mycket små turbulenselement. Givarnas höjd över marken anpassas efter underlaget. Mätningen måste utföras åtskilligt högre över skrovligt underlag såsom skog än över plan öppen mark. Underlaget skall vara vindsträckt plant och med homogena egenskaper. Man erhåller en mycket stor datamängd, varför kontinuerlig mätning i regel utförs om perioder på högst ett par timmar. HÖGSTRÖM (1968 och 1974) m fl har använt vertikala flödesmetoden som test på andra meteorologiska metoder. Svårbestämda parametrar och koefficienter har kunnat bestämmas för olika meteorologiska förhållanden, exempelvis vid olika temperaturskiktning.

1.3.3.2 Profilmetoder

Flödet av vattenånga kan antas vara proportionellt mot luftfuktighetens ändring med höjden över marken. Ekvation (18) (avsnitt 1.2.4.5) kan approximativt skrivas:

$$E_v = - \rho \frac{0.622}{p} K_E \frac{\Delta e}{\Delta z} \qquad (21)$$

där

E_v är mängden vattenånga som avdunstar eller kondenserar.

p är lufttrycket

Δe är $e_2 - e_1$, där

e_2 och e_1 är medelvärdet t ex under en halv eller hel timme av ångtrycket på höjderna z_2 och z_1

K_E är turbulenta utbyteskoefficienten vid flöde av latent värme eller vattenånga.

Det är mycket svårt att bestämma K_E. Vid den aerodynamiska tillämpningen använder man sig av en similaritetsteori, som relaterar temperatur-, fuktighets- och vindprofilerna till varandra. Det teoretiska förfarandet för detta förbigås här. I det följande ges en tillämpning som i huvudsak hämtats från SELLERS (1965).

Om man antar att turbulenta utbyteskoefficienterna för rörelsemängd och latent värme är lika ($K_E = K_M$), kan K_E beskrivas i vindprofiltermer. Sedan ett uttryck erhållits på K_E med hjälp av ekvationerna (16), (13) och (12) kan ekvation (21) skrivas i en form använd av GAY (1973):

$$E_v = - \rho \frac{0.622}{p} \kappa^2 \Delta e \frac{\Delta u}{(\Delta \ln z)^2} \Phi \qquad (22)$$

där

Φ är en funktion av luftens stabilitet (se sid 32) och

κ är von Kármáns konstant, ≈ 0.4.

Vid neutral skiktning ($\Phi = 1$) och mycket jämnt underlag kan ekvation (22) skrivas:

$$E_v = - \rho \frac{0.622}{p} \kappa \quad u^* \frac{\bar{e}_2 - \bar{e}_1}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \qquad (23)$$

(Ekv 23 motsvarar ekvation (i) i bilaga 4.3)

Mycket noggranna mätningar måste göras av de vertikala gradienterna för att man skall få acceptabla värden på evapotranspirationen. Kontinuerliga mätningar under lång tid är därför svåra att genomföra. Ekvationerna (22) och (23) kan inte tillämpas om advektion förekommer under mätnivåerna och stora krav måste därför ställas på markens och vegetationens jämnhet och homogenitet.

Ekvationer av typ (22) används ofta i praktiken. För hög vegetation såsom skog måste hänsyn tas till att skrovlighetsparametrarna (z_o och d) varierar med vindhastigheten. Profiler tätt över hög vegetation blir i regel ej representativ för beståndet på grund av stor variation i trädhöjd och kronstruktur. Man bör därför välja fler än tre mätnivåer för profilen varav den översta förläggs högt över beståndet. Det gäller sedan att välja det skikt som ger representativa profiler för beståndet och som samtidigt ligger nära vegetationsytan.

I skiktet nära markytan, under ca en meters höjd, kan den termiska turbulensen försummas i jämförelse med den dynamiska (d v s Richardsons tal, $Ri \simeq 0$ sid 31). I samma marknära skikt kan vindprofilen approximativt antas följa logaritmiska vindlagen också vid labil och stabil temperaturskiktning. Evapotranspirationen kan alltså enligt SELLERS (1965) beräknas från ekvation (23) även vid labil och stabil skiktning, men då endast under förutsättning att profiler mäts under en, helst en halv, meters höjd.

Mätpunkterna kan dock inte placeras tätt intill markvegetationen, eftersom den dynamiska turbulensen måste vara fullt utvecklad på alla mätnivåer. En fördel med att mäta nära marken är, att ju närmare marken instrumenten placeras, desto mindre kan den yta tillåtas vara som ska vara plan och jämn (sid 17). Inom själva ytan måste, som nämnts, vegetationstäcket vara lågt och jämnt. Hinder såsom buskar, stubbar, stenar, rishögar, vilka normalt finns på hyggen, får inte förekomma. Metoden kan användas endast på ett mindre antal svenska kalhyggen och då först sedan hinder av nämnda slag undanröjts.

I starkt förenklad form kan ekvation (21) överföras till ett uttryck motsvarande Daltons lag

$$E_v = D(e_1 - e_2)\ f(u) \qquad (24)$$

där e_1 och e_2 är ångtrycket på två nivåer över marken och D en proportionalitetskonstant, som varierar med temperaturskiktning, strålning och skrovlighet. Funktionen f(u) kan skrivas (a + bu). Ekvation (24) brukar tillämpas på stora homogena ytor, särskilt sjöar och snöytor. Avdunstningen från snöyta har uppmätts av NYBERG (1965) med hjälp av ombyggd nederbördsmätare, i princip en registrerande våg. Konstanterna i f(u) = a + bu har beräknats för snöytan vid avdunstning och vid kondensation.

1.3.3.3 Energibalansmetoden

Energibudgetekvationen för en horisontell mark- eller vegetationsyta (ekv 3, sid 11) kan skrivas:

$$E = R_n - H - B$$

Latenta värmeflödet E och därmed evapotranspirationen E_v ($E_v = \frac{E}{L}$, där L = ångbildningsvärmet) kan alltså erhållas, när man uppmätt eller beräknat mängderna av strålningsenergin (R_n), sensibla värmeflödet (H) och det värme (B), som upplagras och utnyttjas i marken och vegetationen.

Energibudgetekvationen kan också skrivas:

$$E_v = \frac{Rn - B}{L(1 + \frac{H}{E})} \qquad (25)$$

Vanligen känner man inte H, men ett uttryck på $\frac{H}{E}$ kan erhållas, om man antar att utbyteskoefficienterna för sensibla och latenta värmeflödet är lika. Om uttrycket för H (ekv 15) och E (ekv 18) insättes i ekvation (25) får man approximativt:

$$E_v = \frac{Rn - B}{L(1 + \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e})} \qquad (26)$$

där

ΔT och Δe är skillnaden i temperatur ($^{\circ}C$) och ångtryck (mb [1]) mellan två mäthöjder och γ är en konstant, psykrometerkonstanten.

$$\gamma = \frac{c_p \; p}{0.622 \; L} = 0.66 \; (mb/^{\circ}C)$$

Uttrycket $\frac{H}{E} = 0.66 \; \frac{\Delta T}{\Delta e}$ och kallas Bowenförhållandet.

I ekvation (26) har liksom i de aerodynamiska tillämpningarna (sid 43) utnyttjats similaritetsprincipen, d v s man antar att det finns likheter mellan det turbulenta utbytet av värme och vattenånga. Energibalansmetoden torde emellertid vara mindre känslig för felaktiga antaganden om turbulenta utbyten än den aerodynamiska metoden, ekvation (22) och (23). I den senare ingår vindprofilen, som är svårbestämd över skogsmark, där skrovligheten är stor och kraftigt varierande med vindhastigheten. Avdunstningen (eller kondensationen) blir noll då Rn = B i ekvationerna (25) och (26). Summerat över ett dygn är Rn emellertid under sommarhalvåret mycket större än B. Man brukar t o m ofta försumma termen B vid beräkningar över ett dygn, eftersom ungefär lika stor värmemängd går in i marken (med vegetation) på dagen respektive lämnar marken på natten.

---

1) 1 mb = 100 N/m^2 (= 100 Pa)

Felet, då man bestämmer evapotranspirationen med energibalansmetoden (ekv 26) är litet för låga värden (< 0.5) på Bowenförhållandet (TANNER 1960), och låga värden erhålles över vegetation med hög avdunstning. BAUMGARTNER (1956) m fl har visat att skog har stor förmåga att transformera absorberad strålning till latent värme. Vid varmt och torrt väder torde osäkerheten i den beräknade avdunstningen vara betydligt större för hyggesvegetation än för skog.

Bowenförhållandet varierar under dygnet. På natten och under soluppgången respektive solnedgången, då H och E är av samma storleksordning, kan det relativa felet vara stort hos den beräknade avdunstningen men absoluta felet litet. Ekvation (25) bryter samman, då värdet på $\frac{H}{E}$ är omkring -1. Detta värde är inte ovanligt vid stabil temperaturskiktning t ex under nätter. Genom ett förfarande beskrivet av BERZ (1969) och tillämpat av KIESE (1972 sid 82-83) kan H vid värden på $\frac{H}{E} \approx -1$ approximativt bestämmas från

$$H = \alpha_L \Delta T$$

där
α_L, värmeövergångstalet, kan relateras till medelvindhastigheten.

E_v kan sedan erhållas som restterm i energibalansekvationen.

Advektion under mätnivåerna ger, liksom för profilmetoderna, osäkra värden på E_v. Evapotranspirationen kan beräknas med energibalansmetoden för dygn och längre perioder.

De tre hittills behandlade meteorologiska metoderna har alla begränsad tillämpning - energibalansmetoden kanske mindre än de övriga - genom kravet på ostörda förhållanden, d v s advektionsfri luftströmning.

Genom att kombinera vertikala flödes-, profil- och energibalansmetoderna med varandra har HÖGSTRÖM (1974) utvecklat en metod som gäller mer generellt. Ekvation (26) kan enligt Högströms metod skrivas:

$$E_v = \frac{Rn - B}{L(1 + \frac{\Delta T}{\Delta q} \frac{\Phi_q}{\Phi_h})} \qquad (27)$$

där

Φ_q och Φ_h är de dimensionslösa fuktighets- och temperaturgradienterna. De är funktioner av en stabilitetsparameter

$$\frac{z}{L'}, \text{ (där } L' = \frac{-u^{*3} T \rho c_p}{\kappa g H} \text{ och z = höjd, se sid 30)}$$

För skiktet närmast marken (lägsta metern) är stabilitetsinflytandet litet. Detta innebär att Φ_q / Φ_h kan sättas lika med värdet vid neutral skiktning som är cirka 1.3 (enligt Högström). Metoden är lämplig för beräkning av avdunstningen över korta tidsperioder (halvtimmes eller entimmes medelvärden).

1.3.4 Semiempiriska klimatologiska formler

För att beräkna potentiella evapotranspirationen finns ett stort antal formler eller metoder, vilka utgår från observationer från standardklimatstationer. Formlerna tillämpas i regel för beräkningar över en månad. Det beräknade värdet är representativt för ett område vars storlek naturligtvis beror på de meteorologiska observationernas representativitet. Konstanter och koefficienter, som ingår i formlerna, är ofta bestämda under speciella lokala klimatförhållanden, varför metoderna inte alltid kan tillämpas generellt.

Den kanske mest allmängiltiga och även mest använda metoden utgår från Penmans formel (PENMAN 1948). Penman kombinerade energibalansekvationen med ett aerodynamiskt uttryck och skrev potentiella evaporationen för en fri vattenyta (E_{pw}) enligt följande:

$$E_{pw} = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} Rn + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1} \qquad (28)$$

där

E_{pw} = potentiella evaporationen i mm

$\Delta = \frac{de_s}{dT}$ d v s mättningstryckets derivata med avseende på temperaturen vid rådande lufttemperatur

γ = psykrometerkonstanten, 0.66 mb/°C och

Rn = nettostrålningen uttryckt i mm avdunstat vatten

Den aerodynamiska termen

$$E_a = 0.26\ (1 + 0.01\ u_2)(e_s' - e_a)\ \text{i mm}, \qquad (29)$$

där

u_2 = medelvindhastigheten på 2 m höjd i m/s

e_s' = mättningsångtrycket vid rådande lufttemperatur och

e_a = rådande ångtryck.

Förutom de vanliga temperatur- och fuktighetsobservationerna måste man mäta nettostrålningen och vindhastigheten för att erhålla E_{pw} enligt ekvation (28). Det finns varianter på Penmans formel, där Rn kan erhållas från globalstrålningsmätningar eller från observerade antalet solskenstimmar.

Den diskussion av Penmans formel som nedan följer grundar sig på CHANG (1968). Chang citerar och diskuterar ett stort antal undersökningar över formelns tillämplighet. Penmans formel ger den beräknade avdunstningen (E_{pw}) från fri vattenyta. Den potentiella evapotranspirationen (E_p) från ett vegetationstäcke avviker från E_{pw} beroende på årstid, mätplatsens läge och på vegetationsfaktorer såsom typ och höjd. Formeln lämpar sig bäst för gräsmarker. Förhållandet mellan avdunstningen från gräs och E_{pw} har beräknats vara 0.8 för perioden

maj-augusti i södra England. Vid advektion kan den maximala evapotranspirationen betydligt överstiga E_{pw}.

Penmans formel består av en energiterm (Rn) och en aerodynamisk term (E_a). De två termernas relativa betydelse beror på uttrycket Δ / γ i ekvation (28). Den dimensionslösa faktorn Δ / γ ökar med temperaturen. Ju högre temperaturen är, desto större vikt får energitermen. I områden där aerodynamiska termen har liten variation, kan Penmans formel förenklas och E_{pw} bestämmas enbart från energitermen. Den aerodynamiska termen är vanligtvis mindre, men uppvisar en större lokal variation än energitermen. Hög korrelation har erhållits mellan E_a och Piche-evaporimeterns värden. Atmometermätningar har därför använts för att bestämma E_a.

Vid jämförelse mellan beräkningar enligt Penmans formel och lysimetermätningar har man funnit att mätperioden bör omfatta minst fem dagar för att formeln skall ge godtagbara värden.

Beräkningar enligt Penmans formel anses vara den mest allmängiltiga metoden för att uppskatta den potentiella evapotranspirationen. Men metodens tillförlitlighet minskar ju mer man avlägsnar sig från det klimatområde, där den utvecklats och ju mer vegetationstäcket avviker från gräs. På höglägen, där både Rn och E_a kan vara höga, överskattas avdunstningen.

Penmans metod har använts av WALLÉN (1966) för att kartlägga den potentiella evapotranspirationen över Sverige.

Av empiriska formler omnämnes här endast den av TAMM (1959) beskrivna metoden att beräkna den aktuella evapotranspirationen. Tamm studerade SMHIs*) observationer över nederbörd och avrinning från avvattningsområden och fann att avdunstningen per år, om den sättes lika med skillnaden mellan nederbördsmängd och

---

*) SMHI = Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut

avrinning, kunde på ett enkelt sätt relateras till områdets årsmedeltemperatur. Han erhöll det empiriska sambandet:

$$E_v = 30\ T + 221$$

där

E_v är avdunstningen eller evapotranspirationen per år och

T är årsmedeltemperaturen.

Tamm definierar humiditeten på en plats som skillnaden mellan platsens nederbördsmängd och den enligt formeln beräknade avdunstningen. Humiditeten är alltså ett mått på den lokala avrinningen per år. Relationen mellan aktuella (Tamm) och potentiella evapotranspirationen (Wallén) beräknad för hela året är för landets sydligsta delar ca 0.8 och för de norra ca 0.6.

1.3.5 Något om transpiration

Transpirationen mätes med fysiologiska metoder. Vid avdunstning från ytor måste ett yttre diffusionsmotstånd (eller ett aerodynamiskt motstånd, r_a, med dimensionen tid/längd) i ett tunt luftskikt vid ytan övervinnas. Vid transpiration förekommer dessutom ett inre fysiologiskt diffusionsmotstånd (r_c, mesofyll - stomatamotståndet) mot vattenångflödet. Bladens stomata eller klyvöppningar regleras av ljuset och en rad andra faktorer. Ju större öppningsgraden är, desto mindre blir inre diffusionsmotståndet. Intensiteten på vattenflödet inne i växten påverkar dessutom öppningsgraden och därmed påverkas r_c.
Transpirationen kan utgöra en betydande del av evapotranspirationen. MONTEITH (1965) har tagit hänsyn till detta och utvecklat en modell för evapotranspirationen (E_v) grundad på klimatologiska data och diffusionsmotstånden. Formeln är uppbyggd på samma sätt som Penmans formel. Han skrev:

$$L\,E_v = \frac{\Delta\,Rn + \rho\,c_p\,(e_s' - e_a)\,\frac{1}{r_a}}{\Delta + \gamma\,(1 + \frac{r_c}{r_a})} \qquad (30)$$

(Beteckningar se ekv 28 och 29, sid 49)

Det aerodynamiska motståndet, r_a, kan bestämmas från vindprofildata

(enligt $r_a = \frac{(\ln (z-d)/z_o)^2}{\kappa^2 u}$, PENMAN & LONG 1960)

Det fysiologiska motståndet, r_c, erhålles från växtfysiologiska mätningar.

Relationen mellan aktuell och potentiell evapotranspiration kan enligt MONTEITH skrivas

$$\frac{E_v}{E_p} = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1 + \frac{r_c}{r_a}} \qquad (31)$$

Relationen är enbart en funktion av temperaturen och av förhållandet r_c/r_a (eftersom $\Delta = de_s/dT$ och e_s är en funktion enbart av temperaturen). Då bladen är våta är $r_c = 0$.

Transpirationens storlek och dagliga gång hos skogsträden påverkas starkt av väderleken. Vid klart väder är dygnsamplituden stor med maximum vanligen omkring kl 12. Mätningar av transpirationsströmmen i granstammar utförda av KLEMMER (1969) och från barr på tallplantor (LINDER, opublicerade data) visar att transpirationens maximum inte sällan inträffar på morgonen och förmiddagen och att transpirationen är relativt låg under eftermiddagen.

Vind medför alltid att vattenångetransporten underlättas - d v s diffusionsmotståndet i gränsskiktet vid bladytan (r_a) kan hållas lågt. GAASTRA (1970) redovisar en undersökning över hur diffusionsmotstånden bestämmer sambandet mellan transpirationens belopp och bladtemperaturen. Han fann att transpirationens storlek starkt påverkas av vindhastigheten på så sätt att den ökar med vinden, då inre diffusionsmotståndet r_c är lågt. Då r_c är högt är vindens effekt på transpirationen obetydlig.

Han fann även att lågt ångtrycksdeficit ($e_s - e_a$), (sid 40), medförde avtagande transpiration med ökande vindhastighet. Högt ångtrycksdeficit medförde att transpirationen ökade med vinden.

Gaastras resultat förutsätter att den absorberade strålningsenergin är relativt låg, 210 W/m^2 i Gaastras försök. Vid hög instrålning är avkylningen av bladen med ökande vindhastighet den betydelsefullaste faktorn (LOWRY 1969 m fl). Vid hög instrålning avtar därför transpirationen, då vindhastigheten ökar. Enligt samma författare ökar transpirationshastigheten med vindhastigheten, då nettostrålningen är omkring noll. Generellt gäller att vindhastigheten påverkar transpirationen endast vid låga hastigheter. Redan vid strömningshastigheter högre än cirka 1 m/s förbi bladet - beloppet bl a beroende på bladets form och läge i förhållande till luftströmmen - är yttre diffusionsmotståndet lågt och transpirationen oberoende av vindhastigheten.

1.4 LÄBÄLTEN, DEFINITIONER OCH EGENSKAPER

Ett föremål som befinner sig i en luftström hindrar luftrörelsen. Om föremålet eller hindret är mycket utsträckt vinkelrätt mot vindriktningen finns endast en väg för luften att ta, nämligen upp över hindret. Detta medför att luftrörelsen förstärks ovanför, men reduceras framför och bakom hindret. Bakom hindret uppstår intensiva och omfattande luftvirvlar vid högre vindhastigheter.

Det finns flera benämningar på de hinder som modifierar vind och andra faktorer. Genom att ta fasta på att vindhastigheten reduceras på båda sidor - hindret ger lä - kan läbälte definieras som ett långsträckt område bevuxet med träd och/eller buskar. Träden (buskarna) kan ha planterats, läplantering, eller lämnats kvar efter avverkning. Benämningar såsom läkulisser, läridåer används ibland för läbälten på skogsmark. Skog intill trädfri mark fungerar som ett läbälte - ett läbälte med mycket stor bredd. Konstgjorda, uppbyggda hinder benämnes läskärmar.

Läbälten påverkar den närmaste omgivningen genom att modifiera meteorologiska faktorer som strålning, vind, nederbördsmängd, evapotranspiration, temperatur och markfuktighet. Räckvidden för påverkan från läbälten är kort för vissa faktorer, exempelvis strålning men längre för andra ,exempelvis vind. Särskilt påtaglig är vindens minskning. Betydelsefull är också läbältets inverkan på snötäckets djup och struktur. Allmänt kan sägas att största snödjupet erhålles på områden där vindhastighet och turbulens är lägst. Snöskärmar används för att minska snödrift. Dessa tillverkas i regel av bräder och bör vara öppna nertill för att snön skall fördelas jämnt över fältet bakom skärmen.

Vindhastighetens fördelning över områden intill ett läbälte påverkas av läbältets form och struktur. Ju högre bältet är desto längre ut från hindret kan lä påvisas (WMO 1964). Vindreduktionen påverkas vidare av läbältets täthet eller genomsläpplighet. Om läbältet är ogenomsläppligt som en vägg, säger man att hålprocentytan (den yta som inte upptas av fasta föremål) är noll. Ett tätt skogsbestånd påverkar den öppna markens vindhastighet som en vägg vid vindriktningar vinkelrätt ut från beståndet. Största vindreduktionen inträffar då omedelbart intill skogsbrynet (JENSEN 1954, NÄGELI 1954). NÄGELI (1954) och andra forskare redovisar att läbälten, som är tämligen glesa och med en hålprocent på 40 till 50 ger största räckvidden. Vindhastighetens minimum låg för sådana bälten ej intill bältet utan var förskjutet till ett avstånd som var fyra till sex gånger bältets medelhöjd.

Bakom täta läbälten, såsom skog, förekommer kraftig turbulens vid högre vindhastigheter. Smala, genomsläppliga läbälten ger enligt BODROFF (1936) och NÄGELI (1953) förhållandevis svagt utbildad turbulens.

Det är framförallt inom torra klimatområden som läbälten anläggs som skydd mot vind, uttorkning och erosion. I svenska slättbygder tjänstgör alléer och buskbälten mellan åkrarna (starkt decimerade under senare årtionden) som skydd mot stoftflykt och snödrift. I skogsbygden skyddas vägar över vindexponerade myrar och hyggen av snöskärmar. Vid avverkningar lämnas ibland skogspartier (i regel ungskog) kvar på hyggena. De fungerar,liksom skogsbrynen, som läbälten.

2 DISKUSSION AV FRÅGESTÄLLNINGAR

I skogsbruket söker man bl a svar på frågor om och hur skogens förnyelse och produktion påverkas av förändringar i miljön. Särskilt söker man klarhet angående sådana ändringar som orsakas av ingrepp i skogsbestånden. Man försöker i princip finna de metoder som bäst gagnar produktionen utan att alltför mycket störa skogens övriga funktioner (rekreation m m). Trakthuggning eller kalhuggning är ett extremt, men mycket vanligt ingrepp. Åtgärden är extrem i den meningen att alla träd, utom eventuella fröträd, fälles och bortföres. Kalhuggning innebär inte bara att träden fälles, utan är också en åtgärd i syfte att underlätta uppkomsten av plant- eller ungskog. Det är alltså faktorer i ett skikt nära markytan som i första hand bör studeras. Skiktet kan sträcka sig från cirka 2 dm djup i mineraljorden till cirka 2 m höjd ovan markytan. Trädplantorna utgör först en del av markvegetationstäcket för att sedan, ofta glest stående, utveckla hela bladmassan i luftskiktet ovanför den låga vegetationen. Flera av de frågor som följer gäller alltså luftskiktet upp till 2 m höjd. Ett steg på vägen för att besvara frågor angående förändringar med kalhuggning kan vara att först visa hur miljöfaktorerna var för sig ändras. Eftersom vind och avdunstning studeras i föreliggande arbete blir det första problemet att behandla:

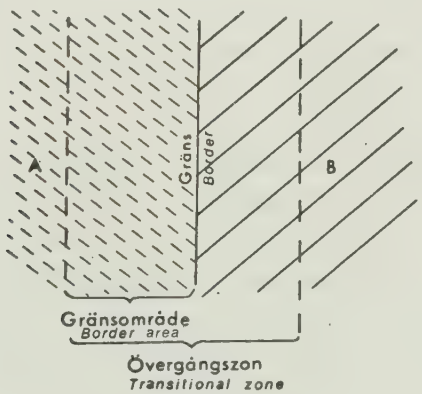
Vindhastigheten och atmometeravdunstningen i skog och på hygge

Hur förändras vindhastigheten och markvegetationens kapacitet för avdunstning vid kalavverkning?

Problemet att kartlägga förändringen av kapaciteten för avdunstning måste förtydligas. I föreliggande undersökning har använts små atmometrar, Piche-evaporimetrar. Avdunstningen från dessa är emellertid starkt influerad av vind och därför varken representativ för den aktuella eller den potentiella avdunstningen från markvegetationen (avsnitt 1.3.2). Mätningen är dock ett mått på avdunstningen från små, våta ytor t ex våta blad. Om meteorologiska faktorer såsom strålning, luftfuktighet och vind ändras så att atmometeravdunstningen ökar, torde denna ändring medföra ökad kapacitet (möjlighet) för avdunstning från våt mark och våta plantor.

dhastigheten
atmometer-
unstningen
vergångszonen
lan skog och
ge

I avsnittet om advektion (1.2.3) konstaterades att vinden förorsakar transporter från ett område till ett annat. De egenskaper, som den förflyttade luften medför, modifieras efter påverkan från underlaget. Anpassningen till nya förhållanden blir större ju längre tid (längre väg) luften rör sig över det nya underlaget. Om man tänker sig två områden A och B av olika typ intill varandra, erhålles alltså i vardera området ett gräns- eller randområde, inom vilket biometeorologiska faktorer influeras av förhållandena i intilliggande område, figur 6.



Figur 6. Övergångszon och gränsområde mellan skogsmark av typ A och B.

Transitional zone and border area between forest land of type A and B.

Ju längre man avlägsnar sig från gränsen desto mindre blir inflytandet från grannområdet. Det är viktigt att känna gränsområdets bredd. Mätplatser, försöksytor o dyl, som skall vara representativa för ett visst område, måste placeras utanför gränsområdena. Gränsområdenas vidd bestäms av hur mycket och på vad sätt områdena A och B skiljer sig från varandra, t ex i fråga om vegetation och topografi. Vidare beror bredden på vilk element som studeras.

Debatten om hyggesstorleken och klimatet kan delvis överföras till en diskussion om gränsområdets bredd. När hygget blivit så stort att de meteorologiska faktorerna inte längre influeras av omgivande skogsbestånd, påverkas inte hyggesklimatet av en fortsatt utvidgning av hygget. Den frågeställning som behandlas blir alltså:

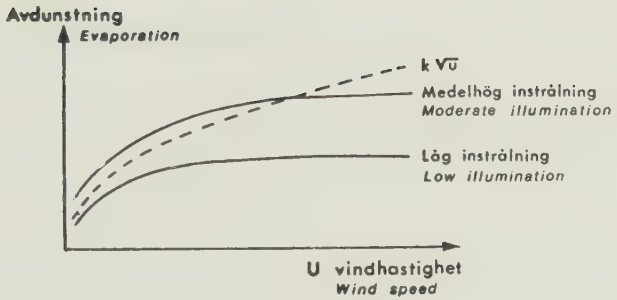
Hur förhåller sig vindhastighet och atmometeravdunstning inom övergångszonen mellan hyggen och skogsbestånd, och vilken bred har gränsområdet?

Atmometer-avdunstningens vindberoende

Vindhastigheten och atmometeravdunstningen på hyggen ändras med avståndet till skogsbryn. En intressant följdfråga att studera är:

Finns något samband mellan horisontella fördelningarna i vind-hastighet och atmometeravdunstning?

Eventuella samband kan informera om andra meteorologiska fakto horisontella fördelning på hyggen. För att kunna studera detta problem bör undersökas hur Piche-evaporimetern reagerar för vi I det teoretiska avsnittet (1.3.2) nämns att man vid samtidiga vind- och atmometeravdunstningsmätningar funnit att avdunstnin E_A är proportionell mot kvadratroten ur vindhastigheten. Om $A(e_s-e_a)$ i ekvation (19) är konstant, blir $E_A \approx$ konst $\sqrt{u}$. Detta samband illustreras av den streckade kurvan i figur 7. Samband torde gälla vid låg vindhastighet, d v s då turbulensen eller transportapparatens effektivitet för vattenångtransport sannol är den dominerande faktorn för avdunstningshastighetens storle



Figur 7. Schematisk skiss över avdunstningen från en liten mättad yta som funktion av vindhastigheten (u) vid medelstor och låg instrålning samt avdunstningen propotionell mot $\sqrt{u}$.

Schematic diagram of the evaporation from a small saturated area as a function of the wind speed (u) by moderate and low illumination and the evaporation proportional to k $\sqrt{u}$.

Efterhand som vindhastigheten ökar, spelar reduktionen av uttrycket $(e_s - e_a)$ orsakad av ytans avkylning, allt större roll. Sambandet $E_A \approx$ konst $\sqrt{u}$ gäller nu inte längre [$(e_s - e_a)$ ingår i konstanten]. På samma sätt som den våta termometerns temperatur sjunker hos en psykrometer antas atmometerskivans temperatur sjunka så länge avdunstningen ökar, eftersom värme för avdunstningen först tas från skivan. Till sist nås ett läge, där avdunstningen är oberoende av vindhastigheten, se figur 7. Det är detta tillstånd som eftersträvas vid psykrometermätningar. Man ventilerar därför termometrarna. I detta läge är kapaciteten för borttransport av vattenånga genom turbulens större än tillförseln från den mättade ytan. Genom exempelvis ökad instrålning ökar intensiteten på ångbildningen vid den mättade ytan. Härigenom kan upprätthållas en större turbulent transport av vattenånga bort från ytan. Stadiet för vindhastighetsoberoende avdunstning förskjuts alltså till en högre vindhastighet (figur 7). Samma blir förhållandet om den omgivande luften blir torrare.

Mätvärden från skilda mätare kan vara olika och olikheterna kan vara svårtolkade. Ett instrument, som en viss dag är starkt beroende av vindhastigheten, kan en annan dag med lägre instrålning eller högre medelvindhastighet vara oberoende av vinden. Sannolikheten för vindoberoende avdunstning blir större ju närmare marken man mäter, eftersom vindhastigheten avtar mot marken. Om avdunstningen från en liten och porös skiva följer de heldragna kurvorna i figur 7 (hypotetiska), gäller alltså det approximativa sambandet $E_A \approx \text{konst} \sqrt{u}$ endast om vindhastigheten ligger under ett visst gränsvärde. Som tidigare påpekats bestäms detta gränsvärde av tillförd energimängd. Vid hög luftfuktighet och/eller vid låg instrålning - mulet väder - antas gränsen ligga vid låg vindhastighet. Den fråga som ställs är:

Hur ändras avdunstningen från en Piche-evaporimeter med vindhastigheten under för övrigt konstanta förhållanden dels vid klart, dels vid mulet väder?

ometerprofiler

Det kan vara intressant att med samma antaganden som vid horisontella mätningar använda evaporimetrarna vid vertikalmätning. Atmometeravdunstningen på varje nivå antas alltså vara proportionell mot kvadratroten ur vindhastigheten på nivån. De från atmometermätningen erhållna "vindprofilerna" skall jämföras med verkliga vindhastighetsprofiler uppmätta i mast.

dprofiler och
ovligheten
lavdominerad
gesvegetation

Skrovlighetsparametern (z_o) är ett mått på markens ojämnhet och är en betydelsefull storhet för en vegetationsytas värme- och vattenhushållning. Förutom över gräsmark saknas uppgifter på skrøvlighetsparametern över olika hyggesvegetation. En förutsättning för att z_o-värden skall kunna beräknas, är att vindprofilen följer logaritmiska vindlagen. Svar söks på frågan:

Hur ser vindprofilerna ut och vilken skrovlighet har en hyggesvegetationsyta, som domineras av renlav?

gibalansen evapotranspi-onen för ett e

Då man skall studera relationer mellan växterna och omgivningen är energibudgetstudier värdefulla. Termerna i energibudgetekvationen är emellertid svåra att korrekt bestämma på skogsmark, eftersom advektionen där sällan kan försummas. Det kan därför vara intressant att ställa frågan:

Kan man erhålla rimliga värden på energibudgetekvationens termer och då särskilt på evapotranspirationen för ett relativt plant hygge?

Rimligheten prövas genom att jämföra den erhållna evapotranspirationen med den beräknade potentiella evaporationen samt med den uppskattade maximalt möjliga transpirationen.

otranspira-ens ändring vindhastig-n

Flera av de hittills nämnda frågeställningarna behandlar samband mellan atmometeravdunstning och vindhastighet. Men atmometeravdunstningen är inget mått på den verkliga avdunstningen. Denna senare måste som nämnts beräknas med meteorologiska metoder. En fråga av intresse blir därför:

Hur varierar den beräknade evapotranspirationen med vindhastigheten?

lhastighetens, ometeravdunst-ens och tall-tors höjdtill-sändring längs luttning

Vinden är det meteorologiska element som är minst representativt, d v s den påverkas starkare än andra meteorologiska element av markytans struktur såsom vegetation och topografi. Huvudsyftet med föreliggande arbete är att belysa skogens inverkan på vind och atmometeravdunstning, enligt de tidigare diskuterade frågeställningarna. Större delen av skogsmarken ligger emellertid i kuperad terräng. Kalhuggna sluttningar är inte ovanliga. Man kan därför ställa frågan:

Hur ändras vindhastigheten, atmometeravdunstningen och tallplantors höjdtillväxt uppför en sluttning?

De problem som i det följande skall behandlas kan sammanfattas på följande sätt:

1 Hur ändras vindhastigheten samt små ytors potentiella evaporation vid kalavverkning?

2 Hur långt ut på hyggen påverkar skogsbestånd vindhastighet och atmometeravdunstning?

3 Hurdan är den horisontella fördelningen av vindhastigheten och atmometeravdunstningen inom övergångszonen på ömse sidor om skogskanten?

4 Är Piche-evaporimeterns vindhastighetsberoende detsamma vid klart och vid mulet väder?

5 Finns det något samband mellan vindhastighetens och atmometeravdunstningens horisontella fördelning?

6 Kan man erhålla en "vindprofil" från en vertikal atmometermätning?

7 Hur ser vindprofilen ut och hur stor är variationen i eventuella skrovlighetsvärden över markvegetationen (lavdominerad) på ett höglägeshygge av tallhedkaraktär?

8 Kan rimliga värden erhållas på ett höglägeshyggets värmehushållning och evapotranspiration beräknade med meteorologiska metoder?

9 Hur varierar den beräknade evapotranspirationen med vindhastigheten?

10 Hur ändras vindhastigheten, atmometeravdunstningen och tallplantors höjdtillväxt längs en sluttning?

När dessa delproblem lösts, återstår en lång och svår väg att gå för att bedöma hur eventuella ändringar i meteorologiska faktorer påverkar vegetationen. Ett stort antal variabler, vilka dessutom påverkar varandra, bestämmer om effekten är positiv eller negativ för trädens och plantornas överlevelse och utveckling. Studium av en variabel såsom vindhastigheten kan alltså inte på långt när besvara frågor om växternas reaktion på klimatet. Tolkningen av hur växterna påverkas av exempelvis vind underlättas dock om man diskuterar energibudgeten (avsnitt 1.2, 1.3 och 5.5 samt kapitel 6).

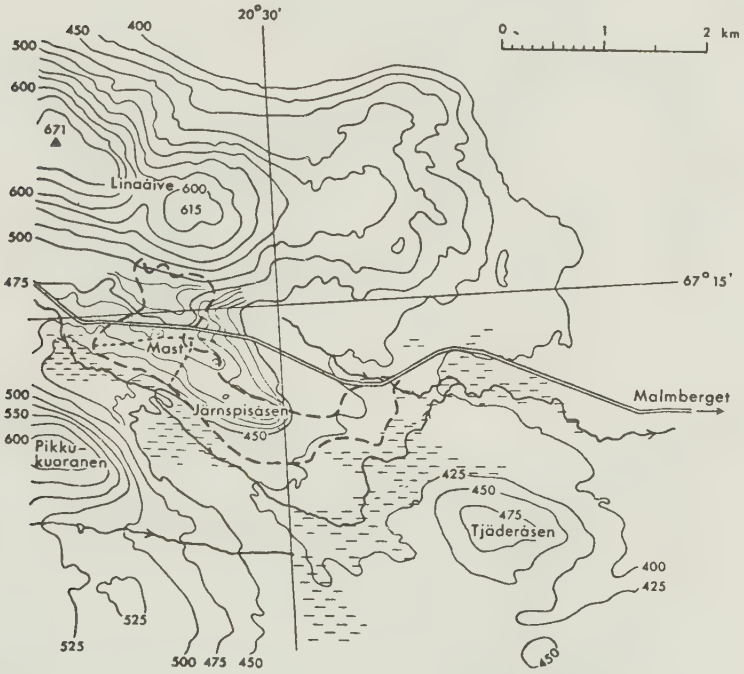
3 BESKRIVNING AV FÖRSÖKSOMRÅDENA

Mätningar i fält av vind och avdunstning har utförts på fyra lokaler i Sverige (tabell 2). Förutom de två nordliga försöksområdena, Linalompolo och Dundret, belägna inom samma klimatområde i närheten av Gällivare, var områdena vitt åtskilda och med stora olikheter i klimat och skogstyp.

TABELL 2 Försöksområdenas belägenhet, höjd över havet och mätperioder.
The location, altitude above sea-level and periods of measurement of the experimental areas.

Område *Area*	Latitud Longitud *Latitude Longitude*	m ö h *Metres above sea-level*	År *Year*	Årstid *Time of the year*
Linalom-	67°15'N	465-476	1965-1969	sommar
polo	20°30'E			*summer*
Dundret	67° 6'N	440-515	1961-1963	hela året
	20°30'E		1964	*the whole year* sommar
				summer
Enafors	63°17'N	555-563	1961-1963	sommar
	12°20'E			*summer*
Tönner-	56°43'N	70- 80	1967	sommar
sjöheden	13°10'E		1969-1970	och höst *summer and autumn*

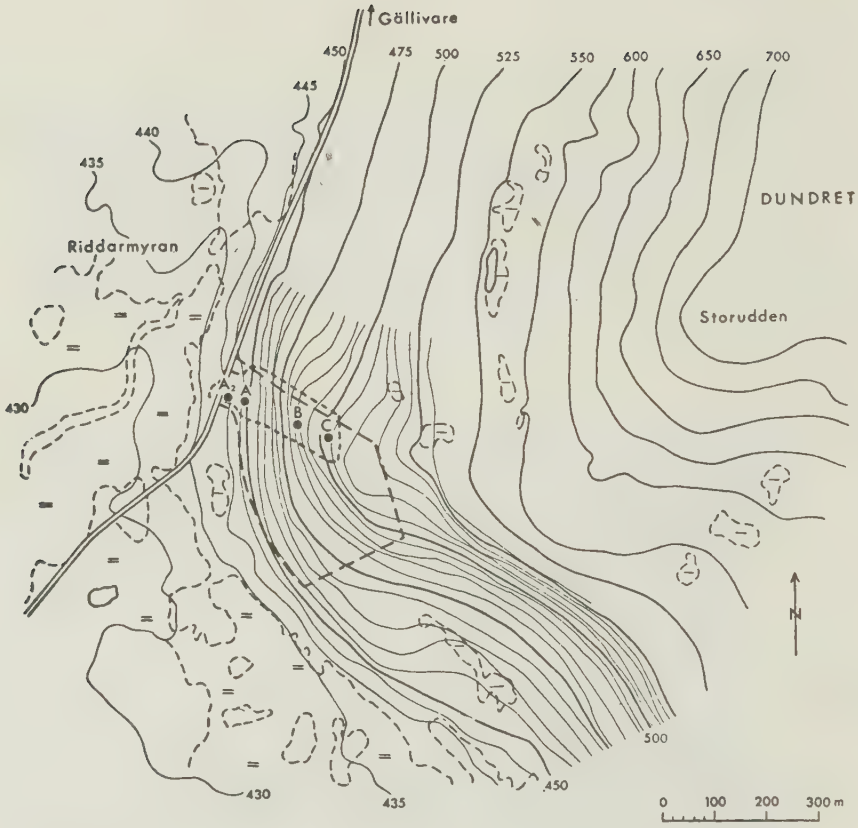
Gemensamt för Linalompolo, Dundret och Enafors är, att de ligger i höglägen med barrskog. Ett hög- eller höjdläge definieras här som zonen mellan barrskogsgränsen mot fjället och nivån 200 m under skogsgränsen. Skogsmeteorologiska studier i höglägen är intressanta därför att det där, oftare än i låglänt terräng, uppträder väderlekssituationer, som är hämmande eller direkt destruktiva för skogsträden.



Figur 8. Karta över Linalompolo med försöksområdets mast och mätlinjer------ inritade. Hyggets gräns markeras med — — — och myrmark

Map of Linalompolo showing the mast and the lines of measurement - - -

The boundary of the clear-felled area is indicated by - - - - and mire by



Figur 9. Dundrets sydvästra del med försöksområdets huvudobservationsplatser A, B och C samt mätplats A_2. Linjen ---- anger gräns för område med tallplantskog (1962) och linje ..... gränsen för undersökningsområdet. Myrar betecknas (=)

The southwestern part of Dundret with the main observation places A, B and C as well as the measurement place A_2. The line ---- indicates the boundary of an area with pine plant forest (1962) and the line ..... the boundary of the experimental area. Mires are indicated by (=)

Linalompolo ligger närmare bestämt 16 km nordväst om och Dundret 9.5 km sydväst om Gällivare (järnvägsstationen). Gällivare är beläget 7 mil norr om polcirkeln. Enafors ligger i jämtlandsfjällen cirka 13 km från norska gränsen. Såväl europaväg 75 som järnvägen Östersund - Trondheim passerar Enafors. Tönnersjöheden, i södra Halland, är beläget cirka 4 km söder om Simlångsdalen

på sluttningen från småländska höglandet mot kustlandet. Försöksområdenas och den omgivande terrängens topografi framgår av kartorna, figur 8 - 10. Följande kompletterande upplysningar kan lämnas:

Försöksområdet Linalompolo omfattar västra delen av ett ca 90 ha stort hygge samt ett skogsparti som i söder och väster begränsas av hygget och i norr av en timmerväg, figur 8. Området ligger på en mot sydväst svagt sluttande höjdplatå, Järnspisåsen. Norr om och på 600 m avstånd från masten på hygget börjar stigningen till närmaste lågfjäll, Linaåive, vars närmaste topp (615 m ö h) ligger 1.4 km från masten. Skogsgränsen ligger här på ca 565 m höjd över havet (PERTTU 1972). I sydväst finns på 1 km avstånd den branta sluttningen till Pikku-Kuoranen (615 m ö h). Inom undersökningsområdet förekommer omväxlande plana och småkuperade områden. Marken är relativt plan på en yta med cirka 50 m radie från masten. På hygget finns glest utspridda stenblock, stubbar och lågor (gamla på marken liggande trädstammar). Höjden på dessa hinder överstiger sällan 50 cm. Jordarten är en stenrik sandig till moig morän.

Dundrets försöksområde ligger på nedersta delen till fjällmassivet. Dundrets västligaste utlöpare, figur 9. Västsluttningens medellutning är här 7.5°. Strax ovanför försöksområdet finns ett område med mindre lutning, men från 575 m nivån ökar denna åter. Barrskogsgränsen nås på Dundrets västsida på i genomsnitt 585 m höjd över havet och björkskogsgränsen på omkring 700 m höjd. Väster och sydväst om sluttningen utbreder sig plana, vidsträckta myrmarker på 420-430 m ö h. Försöksområdet på sluttningen är ojämnt, särskilt inom den brantaste delen och genomskärs av sänkor huvudsakligen i nord-sydlig riktning. Döda träd efter bränning står kvar på sluttningens högre belägna partier. Stubbar, gropar och enstaka stenblock bidrar till markytans stora ojämnhet. Jordarten är en blockig sandig morän.

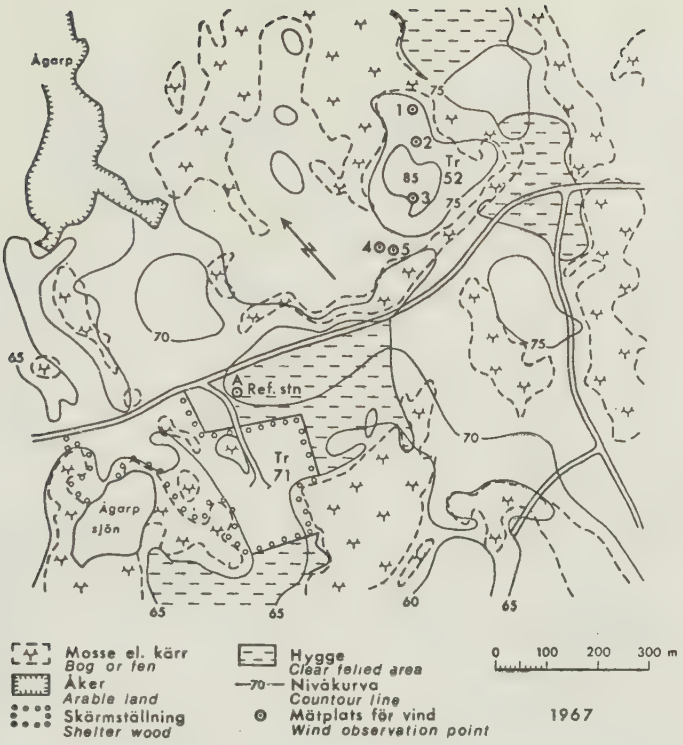
Landskapet vid Enafors domineras helt av fjällmassivet Snasahögarna söder om Enans dalgång med högsta toppen på 1463 m höjd. Norr och nordost om Enafors och på ca 2 km avstånd ligger lågfjället Högåsen (725 m ö h). Mätningar har utförts på två områden

vid Enafors nämligen på Lill- eller Björnberget och på Härvallen (ODIN 1964). På Lillberget utvaldes för mätningen relativt plan mark inom kuperad terräng och på Härvallen ett litet hygge på 0.7 ha, som tagits upp i skogen intill gräsbevuxen öppen mark.

Tönnersjöhedens undersökningsområde omfattar trakt 52 inom Tönnersjöhedens försökspark. En referensstation var placerad på ett litet hygge inom trakt 71, figur 10. Trakt 52 gränsar i norr mot en stor mosse. Topografin i övrigt framgår av figuren. Hygget, vars norra del är cirka 4 ha stort, är fläckvis bevuxet med unga lärkträd.

En sammanfattande vegetationsbeskrivning ges i tabell 3. Trots att Linalompolo och Dundret ligger relativt nära varandra, skiljer de sig i betydande grad i fråga om skog och hyggesvegetation. Anmärkningsvärt är att tallföryngringen på Dundrets sluttning, med 4 000 plantor per ha utvecklades fram till slutet av 1960-talet till ett vackert bestånd. På 1970-talet har iakttagits svåra angrepp av tallkräfta. Hygget på Linalompolo har visat sig vara mycket svårföryngrat med stor avgång bland tallplantorna (EICHE 1966). Under de senare åren med början omkring 1970 har dock björk och i viss mån tall börjat beskoga hygget. Planteringsförsök har givit klart utslag för plantval och planteringsmetod (G Sirén, personlig kontakt).

I Linalompolo var lavarna hårt renbetade och därför mycket tunna, i genomsnitt lägre än 3 cm. Kråkriset var också lågt, ej över 5 cm, medan övrig risvegetation företrädesvis ljung och lingon växte i tuvor med en höjd av i genomsnitt 10 cm. I skogen dominerades markvegetationen helt av blåbärsris, men på gläntorna fanns rikligt med renlav. De övriga försöksområdena hade betydligt frodigare, tätare och högre markvegetation än Linalompolo. Gräsväxten på öppna ytor i Tönnersjöheden var betydande, och vid slutet av sommaren kan gräset nå en halv meters höjd. Markvegetationen i det slutna granbeståndet var i Tönnersjöheden gles samt dominerades av mossor. Under en orkan i september 1969 blåste



Figur 10. Skiss över trakterna 52 och 71 inom Tönnersjöhedens försökspark med vindobservationsplatserna inritade.

A sketch of the localities 52 and 71 within the experimental area of Tönnersjöheden showing the wind observation points.

alla träden inom trakt 52 omkull. På denna hade tidigare samma år halva arealen kalavverkats. På den andra halvan hade man ställt en skärm av gran. Antalet rotvältor efter den nedblåsta skärmställningen var cirka 200 per ha.

PERSSON (1975) har ingående beskrivit stormskadornas omfattning på Tönnersjöhedens försökspark samt påvisat hur skogliga åtgärder och andra förhållanden påverkat stormskadornas fördelning.

TABELL 3. Sammanställning av vegetationsförhållandena på försöksområdena.
Compilation of the vegetation conditions in the experimental areas.

OMRÅDE *AREA*	ÖPPEN MARK, *OPEN GROUND*								SKOG, *FOREST*					
	Referensplatsens låga markveg. i %[1]				Plantor/ha *Plants, number/ha*			Planthöjd m T = tall G = gran B = björk L = lärk *T = pine G = spruce B = birch L = larch*	Sammansättning i % *Volume in per cent*			Huvudträdslag *Main tree species*		Medelhöjd m *Mean height*
	Ren-lav[2]	Ris[3]	Gräs *Grass*	Övr[4]	Tall T *Pine*	Gran G *Spruce*	Björk B *Birch* Lärk, L *Larch*		Tall *Pine*	Gran *Spruce*	Björk *Birch*	Stammar/ha *Steams, number/ha*	Grundyta i brösthöjd m^2/ha[5]	
Linalompolo 1969	60	30	10		550 fläckvis föryngring	27	B:990	T:0.5 B:0.5-1	80	10	10	70	10	15
Dundret 1961-63 1964	10	40	20	30	4000	0	B:1500	T:0.6-1.1 1.4	0	90	10	130	5	12
Enafors 1961-63	10	30	50	10	röjda ytor				0	70	30	250	13	10
Tönnersjöheden 1967	0	0	80	20	0	1200 fläckvis föryngring	L:1000	L:0.5-3 G:0.3-1	0	100	0	500	32	23
					Trakt 71									Trakt 52 före skärmställn. *Locality 52 before shelterwood*

1) *The vegetation of the ground and field layers of the reference locality. Rate of covering in per cent.*
2) *Lichen.* 3) *Dwarf shrubs.* 4) *Other vegetation.* 5) *Basic area in breast height, m^2/ha.*

4 METODIK OCH INSTRUMENT

4.1 JÄMFÖRANDE STUDIER

För att kartlägga förändringen i vindhastighet och avdunstning, då man tar upp ett hygge, kan man förfara på två sätt. Man kan för det första jämföra förhållandena på ett hygge och i ett intilliggande bestånd. För det andra kan man utföra sina mätningar i ett bestånd och sedan på hygget efter kalhuggning.I förra fallet, då mätningarna sker samtidigt, måste terräng- och vegetationsförhållandena vara likvärdiga så när som på att det finns skog på det ena men inte på det andra stället. I det senare fallet, då mätningarna sker vid skilda tillfällen, måste man ha tillgång till en av åtgärderna opåverkad referensplats. I praktiken är det svårt att helt uppfylla dessa krav, eftersom skogsmarken i regel är kuperad och markytans struktur ändras vid avverkning genom tillkomst av stubbar, rishögar m m och genom att markvegetationens sammansättning förändras. Vidare måste referensmätplatsen och mätpunkterna i skog respektive på hygge ligga utanför övergångszonen (sid 57) mellan skogsbestånd och hygge. Detta senare krav kommer ofta i konflikt med kravet på likvärdiga topografi- och markvegetationsförhållanden. Till de nämnda svårigheterna kommer tveksamhet om enstaka punkters representativitet. Genom att måta i flera punkter kan denna tveksamhet minskas.

4.1.1 Mätningar djupt inne i skog och långt ute på hygge

Följande tillvägagångssätt har tillämpats i Linalompolo och Enafors, där förhållandena på hygge och i skog jämförts:

1 Inom vardera biotopen (hygge respektive skog) ställdes följande krav på mätplatserna:
   a de bör ligga långt från övergångszoner mellan olika slags skogsmark
   b de skall sinsemellan ha samma makrotopografiska läge
   c de bör ha likartad topografi

2 På hygget valdes dessutom en referensstation (fast mätplats), där regelbundna avläsningar eller registreringar kunde utföras under hela undersökningsperioden.

3 Inom vardera området gjordes mätningar med ett eller flera instrument. Efter en viss tids mätningar, vanligen en vecka, på en eller en grupp mätplatser flyttades instrumenten till en annan plats eller grupp av mätplatser o s v till mätsäsongens slut.

4 Varje mätvärde (x) av vind eller avdunstning både på hygget och i skogen relaterades till referensplatsens mätvärde (R). Variationen i förhållandet $\frac{x}{R}$ upplyser om den verkliga variationen i vindhastighet och avdunstning mellan mätplatserna inom vardera området, (se nästa sida). Summerat över hela undersökningsperioden erhålles ett värde på hur mycket områdena i helhet skiljer sig från varandra.

I Tönnersjöheden tillämpades den andra metoden, d v s mätningar gjordes i fixa punkter före och efter kalläggning. Mätningar utfördes periodvis, om cirka en vecka, i en punkt åt gången. På referensplatsen utfördes samtidigt kontinuerliga mätningar. Denna låg cirka 600 m från försöksområdet, figur 10, på en öppen yta med 25 m radie. Stormfällning förekom också kring referensstationen och då framför allt i en tät granskärm 60 m sydväst om platsen. Plant- och ungskogen runt referensplatsen förblev emellertid intakt.

Metoden med relativa värden brukar allmänt tillämpas för att kartlägga vindhastighetsskillnader mellan mark av olika typer. Samma gäller för atmometeravdunstningen. Man sätter därvid mätvärdet för referensplatsen till 100. Den relativa vindhastigheten ($\frac{x}{R}$) kan emellertid inte anses vara oberoende av den aktuella vinden inom alla vindhastighetsområden (se kapitel 5). Enligt KITTREDGE (1948) varierar det relativa värdet $\frac{x}{R}$ mindre med den aktuella vindhastigheten än vad skillnaden (x - R) gör.

4.1.2 Vind- och avdunstningsmätningar inom övergångszonen på båda sidor om gränsen mellan skog och hygge samt längs sluttning

Denna del av undersökningen förlades huvudsakligen till Linalompolo och Dundret. Linjer utstakades på hyggen och i skog, så att de passerade skogskanten i rät vinkel. På Dundret valdes dessutom en linje i väst-ostlig riktning vinkelrätt mot de topografiska höjdkurvorna från 438 till 502 m ö h. Vind och avdunstningsmätare av varierande antal, 3-15 st, placerades längs delar av eller hela mätlinjen. Observationer gjordes alltså i flera mätpunkter samtidigt. Då antalet instrument var begränsat, flyttades de efter veckolånga perioder längs en och samma linje eller till nästa linje. Sambandet mellan vindhastighet och atmometeravdunstning undersöktes genom att dessa element samtidigt observerades på en och samma mätplats

Liksom fallet var vid mätningen i skog och på hygge långt från gränszonen, beräknades relativa värden för mätpunkterna inom gränszonerna. I stället för att referera till en fast punkt, relaterades för vissa perioder mätvärdet till ett värde per linje betecknad U_{fri} respektive $E_{A\ fri}$, vilket för varje särskild period bedömdes vara oberoende av avståndet till skogen. Detta värde kan alltså ibland motsvara värdet i en punkt, som ligger längre ut på hygget än linjens yttersta mätplats.

Vindriktningen registrerades på datalogger i Linalompolo och på skrivare periodvis i Tönnersjöheden. På övriga försöksområden observerades den med hjälp av vindfana. Längre perioders medelvindriktning erhölls från synoptiska stationer och kartor.

4.1.3 Instrumenten och instrumentplaceringen

4.1.3.1 Vindmätningen

Vindhastighetsmätningen utfördes med olika slags skålkorsanemometrar (bilaga 4.1). För närmare beskrivning av detta instrument hänvisas till gängse läroböcker (t ex LILJEQUIST 1962). Vid jämförelsestudier användes alltid samma typ av mätare, vilka inbördes fick byta uppställningsplatser. Skålkorsanemometrar kräver en viss vindhastighet för att övervinna friktionen och börja rotera. I tabellen i bilaga 4.1 anges den ungefärliga gräns i vindhastighet under vilken instrumentens angivelser var otillförlitliga. Denna egenskap hos mätarna kan medföra att felaktiga jämförelsevärden erhålles vid svag vind för två områden med olika genomsnittshastighet. I skog, med lägre vindhastighet än på hygge, är sannolikheten större för så låga vindhastigheter att de ej förmått starta rotationen. Detta medför att den uppmätta skillnaden i vindhastighet mellan skog och hygge antagligen är större än den verkliga. Luftrörelsen i viss nivå var emellertid inte fullständigt kartlagd i skogsbeståndet. Vindmätarna i skog utplacerades slumpvis, dock inte närmare än 3-5 dm från fasta föremål såsom stammar och grenverk. Tätt intill träden och inne bland grenarna är vinden svagare än i mätpunkterna, men där mättes den alltså inte. Felet med för lågt uppmätta värden i skog jämfört med hygge motverkades alltså av felet att vinden inte mättes, där vindhastigheten var som lägst i skogen.

Huvuddelen av vindundersökningen utfördes under sommaren varvid de flesta jämförelsemätningarna gjordes med små lättgående vindvägmätare (Fuess 91 r, bilaga 4.1). Dessa mätare var otillförlitliga vid snöfall. På en vindvägmätare erhålles, vanligen

med räkneverk, medelluftflödet i km i mätpunkten under viss tidsperiod, dvs tiden mellan två avläsningar. När vindhastigheten registrerades användes kronografer som drivs elektriskt eller med urverk. Givarna måste försörjas med elektrisk ström vid registreringen. I Linalompolo erhölls ström från en diselmotordriven växelströmsgenerator (Lister SL 1 1.75 kW), medan vindmätarna på Dundrets tre huvudobservationsplatser på respektive 446, 488 och 502 m höjd över havet fick ström från ackumulatorer. Vindhastigheten registrerades där också under två vintrar.

Mäthöjden var 1.0 eller 1.8-2.0 m och valdes så att den skulle representera vindförhållandena närmast ovanför plantbestånd (bestånd där medelhöjden av härskande och medhärskande träd understiger 1.3 m TNC 43). Vindmätningen i äldre skog utfördes alltså under trädkronorna till de härskande träden.

I de fjällnära skogarna, d v s i skogarna i Linalompolo, på Dundret och i Enafors,var luckor talrika. Träden i dessa skogar var olika höga och större och mindre träd förekom blandade trädvis eller gruppvis. Granarnas grenverk och i regel också björkarnas och lägre tallars grenverk nådde ofta ner mot marken. Det sydsvenska beståndet, d v s granskogen på Tönnersjöheden, saknade underbestånd och var kvistfritt till 3-4 m höjd.

4.1.3.2 Avdunstningsmätningen

I undersökningen användes atmometrar enligt Piche (Lambrecht nr 1522). Atmometrarnas egenskaper, och då särskilt Piche-evaporimeterns vindberoende har diskuterats i avsnitt 1.3.2, sid 39-41 och i kapitel 2. Piche-evaporimetern består av ett i ena ändan slutet glasrör, med en innerdiameter av 12 mm och en gradering i tiondels ml (0.5-30 ml). Avdunstningen sker från en rund, vit skiva läskpapper, 30 mm i diameter, som med en

klämma fästs över rörets öppna ända. Röret fylls med destillerat vatten och placeras vertikalt med skivan nedåt. Mätaren monterades med hjälp av stativklämma antingen vid trästolpe via en cirka 2 dm lång stålpinne eller direkt vid järnrör. På hyggena och på öppen mark eftersträvades en så likartad solexponering som möjligt. Flera instrument gick förlorade genom att de frös sönder, trots att mätningarna enbart utfördes på sommaren. Avläsningar gjordes som tätast en gång per dygn.

Mäthöjden bestämdes liksom vid vindmätningen av plantornas medelhöjd. Instrumenthöjden var 0.5 m vid mätningarna i Enafors och på Dundret (1961 -juni 1964), samt 1.0 m i Linalompolo och på Dundret (fr o m juli 1964). Det bör påpekas att trädmedelhöjden var 1.5 m på Dundret sommaren 1964. Instrumenten stod emellertid fritt uppställda. De var således solexponerade hela dagen utom tidigt på morgonen och sent på kvällen. Såväl global- som nettostrålningen varierade obetydligt över Linalompolohygget (ODIN & PERTTU 1966). Hygget låg huvudsakligen väster om skogskanten i Linalompolo och söder om skogskanten på Dundret. Hyggena skuggades därför av kantträden under vegetationsperioden endast på små områden och under kort tid. Vid studiet av sambandet mellan horisontella fördelningen i vindhastighet och atmometeravdunstning bör observeras att den avdunstningsmätning som utförts på 0.5 m jämförts med den samtidiga vindmätningen på 1.0 m och avdunstningsmätningen 1.0 m ö m med vindmätningen 2.0 m ö m. Studier över sambandet mellan avdunstningsintensitet och vindhastighet utfördes också i laboratorium med konstant lufttemperatur och fuktighet. Vindhastigheten varierades med fläkt och uppmättes intill avdunstningsskivan med en varmtrådsanemometer (Lambrecht) och en skålkorsanemometer av typen Fuess 91 r.

4.2 VINDPROFILMÄTNINGAR

Studier av vindprofilen, dvs den horisontella vindhastighetens ändring med höjden över marken, utfördes på hygget i Linalompolo. Huvudsakligen söktes vindprofiler vid neutral temperaturskiktning, men fall med labil skiktning studerades också. Vindhastigheten och lufttemperaturen uppmättes därvid i mast på höjderna 0.5 m (1.0 m 1969), 1.6, 4.0 och 9.0-10.5 m över marken. Mätvärdena från de olika nivåerna registrerades digitalt på ett datasamlingssystem (Solartron electronic group LTD, voltmetern var av typ LM 1010.2 med 10μV upplösning). Mätintervallen varierade men översteg ytterst sällan en timme.

Vindhastighetsmätarna utgjordes av skålkorsanemometerar, utrustade med generatorer (bilaga 4.1), vilka levererade en spänning som var proportionell mot rotationshastigheten. Denna spänning avlästes under bråkdelen av en sekund. Vindhastigheten uppmätt på detta sätt är givetvis mer påverkad av vindens byighet än exempelvis en mätning av medelvinden under tio minuter (sid 5-6). Vindhastighetens fluktuationer utjämnades emellertid i stor utsträckning genom mätarens tröghet och genom spänningsutjämningar i givare och datalogger. En uppfattning om elektriska dämpningen kan erhållas genom att nämna att en spänning från givaren motsvarande vindhastigheten 14 m/s sjönk, sedan skålkorset tvärt stoppats, till en spänning motsvarande 0.4 m/s på sex sekunder och från 3 m/s efter tvärstopp på tre sekunder. Registreringshastigheten var en kanal eller givare per sekund. Tidsåtgången för temperaturprofilen var åtta och för vindprofilen sex sekunder, och tiden mellan profilerna var 37 sekunder. Genom att bilda medelvärden utjämnades inverkan av tidsskillnader mellan profilerna och mellan mäthöjder inom en och samma profil. I figur 11 visas dygnsmedelvärden och standardavvikelser från mätningar under sex dygn. För varje dygn har beräknats två medelvärden. Det ena omfattar 12 momentant registrerade vindhastigheter, uppmätta varannan timme och det andra 12 tim-medelvärden (uppmätt vindväg per timme).

Figur 11. Medelvindhastigheten och standardavvikelsen för 12 momentana avläsningar varannan timme ⊢ samt av 12 timmedelvärden x̄ , erhållna från vindvägmätningar. Linalompolo.

The average wind speed and the standard deviation for 12 momentary readings every other hour and of 12 hourly mean values x̄, obtained from measurements of run of the wind. Linalompolo.

Den momentant registrerade men av vindmätarna utjämnade vindhastigheten stämde tämligen väl överens med medelvinden trots att få mätningar ligger till grund för varje medelvärde och trots att momentanvinden jämförts med medelvinden under en hel timme.

Temperatur- och vindprofilerna uppmättes som nämnts i en mast. Den var uppbyggd av ett glest rörfackverk och hade en triangelformad genomskärningsyta. Denna yta begränsades av en liksidig triangel vars sida vid basen var 60 cm. Den avsmalnade uppåt och stagades i tre riktningar både på mitten och toppen. För att minska störningen tätt invid masten monterades vindmätarna på horisontella rör vilka skjöt ut 1.0-1.5 m från mastens västra sida.

Svårupptäckta och sporadiskt förekommande kontaktfel i vindmätaren på 10.5 m medförde att vindprofilstudien under flertalet perioder begränsades till 4 m höjd. Temperaturmätningen utfördes med termometrar av motståndstråd, PT100 (platinatråd, 100 Ω vid 0°C, fastsatt på ytan till ett 7,5 cm långt glasrör), som monterats i elektriskt ventilerade strålningsskydd (SMHI's konstruktion). Termometrarna kunde ställas in på 0.1°C när med hjälp av individuellt justerbara bryggor.

Bearbetningen, som delvis utfördes med dator och delvis och huvudsakligen manuellt, tillgick enligt följnade: Vardera mätsäsongen indelades i perioder omfattande minst två veckor, för att undersöka om skrovligheten ändrades med vegetationen under en och samma säsong och från sommar till sommar. Inom varje period utsorterades fall med en viss temperaturskiktning i de luftskikt som avgränsades av vindhastighetsmätningar upp till 4.0 m höjd. Neutral temperaturskiktning bestämdes härvid råda då temperaturskillnaden mellan 0.5 och 1.6 m-nivån och 1.6 - 4.0 m-nivån var $\geq -0.1^{\circ}C$ och $\leq +0.2^{\circ}C$. För mätdata från 1969 sattes gränserna: $0.0 \leq T_{1.0} - T_{1.6} \leq +0.1$ $\leq -0.1\ T_{1.6} - T_{4.0} \leq +0.1^{\circ}C$. Labil skiktning bestämdes råda då temperaturskillnaden mellan 0.5 och 1.6 m-nivån var $\geq +1.0^{\circ}C$ och mellan 1.6 och 4.0 m-nivån $\geq +0.5^{\circ}C$. Fallen grupperades därefter i olika vindhastighets- och vindrikntningsklasser med hjälp av observationerna på 10.5 m höjd (bilaga 5.4, tabell 1 & 2). Två eller flera perioder måste ibland slås samman för att minst tio profiler skulle hamna inom varje klass. En medelvindprofil beräknades därefter per klass och period sedan medelvärdet på elektriska spänningen per mätnivå via vindmätarens kalibreringskurva överförts till vindhastighet. I diagram där medelvindhastigheten på viss nivå inprickades mot logaritmen för höjden till nivån prövades om räta linjer erhölls vid neutral temperaturskiktning (ekv 12 sid 25). Vid fall med räta linjer kan värden på skrovlighetsparametern erhållas i skärningspunkterna mellan de räta linjerna och ordinatan (se fig 3).

4.3 MÄTNING OCH BERÄKNING AV ENERGIBUDGETEKVATIONENS TERMER

Energibalansekvationen för en vegetations- eller markyta (ekv 3, sid 11) kan skrivas $Rn + E + H + B + A = 0$ där

Rn = nettostrålningen
E = vertikala turbulenta transporten av latent värme
H = " " " " sensibelt värme
B = den värmemängd som lagras och utnyttjas i mark och vegetation
och A = horisontella transporten av sensibelt och latent värme genom vind

Termerna har tilldelats olika tecken beroende på om ytan tillföres energi - positivt tecken - eller förlorar energi - negativt tecken. Studien utfördes på ett för att vara skogsmark relativt plant hygge i Linalompolo. Som en första förenkling försummades A d v s lika mycket värme antas tillfört som bortfört genom advektion. Övriga termer uppmättes eller beräknades. Mätningar utfördes varje timme eller oftare. I det senare fallet bildades timmedelvärden. Energin beräknades per ytenhet och sorten anges i J/cm^2. Energin bestämdes för en timme, del av dygn eller helt dygn. Effekten, d v s energi per tidsenhet (J/s), har också beräknats för ytan 1 m^2 där 1 $W/m^2 = \frac{1}{10} mW/cm^2$. Effektens medelvärde per timme anges.

Fram till senare år har inom meteorologin energi angivits i kalorier. Ytenheten har varit cm^2 och tidsenheten minut, varvid cal/cm^2 benämnts Langley (förkortat ly). Numera skall SI-systemets energi- och effektenheter användas. Vid övergång från kalori till joule (J) skall multipliceras med faktorn 4.19 och från ly/min till kW/m^2 med faktorn 0.70.

4.3.1 Nettostrålningen

Nettostrålningen eller strålningsbalansen uppmättes med ett instrument tillverkat av S.N. Middleton Co. Känsligheten för kort- och långvågsstrålning var 0.412 respektive 0.413 $mV/mW/cm^2$. Instrumentens känselkropp skyddades av halvsfäriska polyetenkupor, vilka hölls utspända genom ett övertryck hos den kvävgas som kontinuerligt tillfördes instrumentet för att förhindra kondens. Mäthöjden var 1.6 m. Horisontella avståndet från instrumentet till en punkt på marken vilken som helst, kan skrivas $h\cot\alpha$, där h är instrumentets höjd över marken och α vinkeln mellan horisontalplanet och en linje genom punkten och instrumentet. Instrumentet påverkas av strålning över hela öppningsvinkeln, 180°. I mätpunkten är bidraget av strålning från området nära horisonten litet i jämförelse med bidraget från området omkring zenit, förutsatt att solen ej står lågt. ODIN & PERTTU (1966) har därför ansett att den markyta, som strålningen kommer från, har storleken $\pi(h\cot 20)^2$. För en instrumenthöjd på 1.6 m blir markytans storlek 61 m^2 ($\alpha = 20^\circ$).

Globalstrålningen uppmättes också. Härvid användes en solarimeter av typ Moll-Gorczynski (Kipp & Zonen CM 2).

4.3.2 Värmeflödet i mark, B

Värmetransporten i mark antas här helt ske genom värmeledning. Den värmemängd som per tidsenhet passerar ett skikt är proportionell mot temperaturens ändring över skiktet. Värme inte bara transporteras genom marken utan lagras också. Ändringen i värmemängd per tidsenhet, B', i ett skikt med tjockleken dz och ytan 1 kan skrivas:

$$B' = \rho\, c\, \Delta' T dz \qquad (32)$$

där

ρ = markens densitet (g/cm^3)

c = markens specifika värme (J/g grad)

och $\Delta' T$ = ändringen i skiktets medeltemperatur per tidsenhet.

I undersökningen var tidsenheten en timme. Genom att mäta temperaturen varje timme på olika djup kunde medeltemperaturens ändring under en timme skikt för skikt bestämmas. Efter summering av alla B' för alla skikt erhölls den totala värmelagringen i J/cm^2h. Den djupast placerade termometern låg på 100 cm djup, där temperaturen inte märkbart förändrades under de studerade perioderna om högst ett dygn. Det erhållna värdet på B kunde alltså per period sättas lika med värmeflödet i markytan per ytenhet.

Förutom på 100 cm djup mättes jordtemperaturen på 50, 20 och 3-5 cm djup - sommaren 1969 också på 1 cm djup. Som temperaturgivare användes motståndstermometrar, PT 100.På 20 cm och större djup användes givare där termometerns glaskropp inkapslats i tjocka kopparrör.

Marken på hygget i Linalompolo var mycket heterogen såväl i vertikal som horisontell led. Varationen i partikelstorlek och stenförekomst var betydande. Profilmätningen i en enda punkt var alltså otillräcklig för att beskriva hyggets genomsnittliga marktemperaturförhållanden. Markens heterogenitet bidrog också till att värmekapaciteten, ρc, sannolikt växlade starkt från punkt till punkt och mellan olika djup. Enligt LOWRY (1967) som från GEIGER (1959) sammanställt en tabell över olika materials värmekapacitet, är värmekapaciteten för granit 0.52, våt sand 0.48 och torr sand 0.30 cal/grad cm^3. I vår studie valdes värdet 0.40 cal/grad cm^3 (= 1.67 J/grad cm^3) som mått på värmekapaciteten. Detta värde användes som ett genomsnittsvärde för hela profilen och för alla mätperioder. Temperaturprofilen uppmättes under ett tunt täcke av renlav, som täckte största delen av hygget.

4.3.3 Vertikala sensibla och latenta värmeflödena

Den aerodynamiska profilmetoden användes för att beräkna det sensibla värmeflödet H (finns omnämnt i avsnitt 1.2.4.5 sid 34-35)

och diskuterad vad beträffar avdunstningen i avsnitt 1.3.3.2, sidorna 43-44). Metoden innebär att H bestäms med hjälp av data från temperatur- och vindprofiler. I bilaga 4.3 härleds det uttryck på H som använts (motsvaras av ekv 23 sid 44):

$$H = -\rho c_p \kappa u^* \Delta T \frac{1}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \qquad (33)$$

där

ρ = luftens densitet

c_p = luftens specifika värme vid konstant tryck (J/g grad)

κ = von Kármáns konstant ≈ 0.4

u^* = friktionshastigheten (sid 26, cm/s)

och ΔT = skillnaden i medeltemperatur mellan två nivåer med höjderna z_1 och z_2.

Vid undersökningen valdes mäthöjderna 20 och 50 cm för temperaturprofilen. De låga mäthöjderna kan tillåta beräkningar av H, när temperaturskiktningen avvek från den neutrala d v s vid stabil och labil skiktning (sid 44 & bilaga 4.3). Ju lägre mäthöjderna är, ju mindre kan storleken dessutom vara på den yta som skall vara plan och ha jämnt och homogent vegetationstäcke. Mäthöjden får dock inte vara lägre än att den dynamiska turbulensen skall vara fullt utvecklad.

Vid mätningen användes motståndstermometrar PT 100, två på 20 cm och en på 50 cm höjd. En av givarna på 20 cm höjd och den på 50 cm höjd var vertikalt placerade i fläktventilerade strålningsskydd, bestående av dubbla vita plaströr med insugningsnivån på mäthöjden. Den andra, på 20 cm, var horisontellt placerad i oventilerat strålningsskydd mellan två skikt plastplattor sinsemellan åtskilda av luftspalter. Den konstgjorda ventilationen kan störa skiktningen närmast marken, särskilt under natten, eftersom luften rörs om. Luft sugs in från skikten närmast under och

över insugningsnivån, varför den exakta mätnivån inte kan fastställas (NYBERG 1939). Härav beroende fel torde emellertid haft liten inverkan på temperaturprofilen i Linalompolo, eftersom mätningen utfördes över tunt markvegetationstäcke, cirka 3 cm högt. En jämförelse mellan temperaturen i det ventilerade och oventilerade strålningsskyddet på 20 cm höjd gav sålunda inga signifikanta skillnader, varken under dagar med hög instrålning eller under nätter med hög utstrålning (mätperiod 21.6 - 24.6 1969).

Vid beräkningar av H hölls luftens värmekapacitet, ρc_p, konstant (i ekv 33) varvid uttrycket $\rho c_p \kappa$ sattes = 1.976 J/grad cm^3. (0.472 cal/grad cm^3). Skrovlighetsparametern hölls också konstant och sattes lika med medelvärdet för alla perioder med vindprofilmätningar. Friktionshastigheten u^* erhölls från logaritmiska vindekvationen (ekv 12 sid 25), sedan vindhastigheten uppmätts på 1.6 m höjd.

Sedan värmeflödena Rn, H och B uppmätts och beräknats per timme (J/cm^2h) erhölls latenta värmeflödet E som restterm i energibudgetekvationen enligt: E = Rn + H + B. Avdunstad (kondenserad) mängd vatten i mm (kg/m^2) per timme och längre period erhölls genom att dividera med ångbildningsvärmet L (2260 J/g).

5 RESULTAT

Resultat redovisas från det luftskikt, upp till 2 m höjd, som har direkt beröring med plantbestånd. Resultaten presenteras i figurer och tabeller vilka vanligen kortfattat kommenteras i texten. Varje delavsnitt inleds med en litteraturöversikt, där en eller ett par undersökningar kort refereras. Omfattande och ingående översikter över skogsklimat redovisas av KITTREDGE (1948) i boken "Forest influences" och av MITSCHERLICH (1971) i "Wald, Wachstum und Umwelt", del 2 "Waldklima und Wasserhaushalt" samt av GEIGER (1961) i delar av "Das Klima der bodennahen Luftschicht".

5.1 VINDHASTIGHETEN I SKOG OCH PÅ HYGGE

Vindstyrkan uppskattas eller mäts på 10 m höjd vid SMHI:s stationer. AGER redovisar 1964 vindförhållandena för Norrland, Dalarna och Värmland, varvid utnyttjades observationer tre gånger dagligen från 17 av dessa stationer. I tabell 4:2 i Agers uppsats kan utläsas att samtliga stationer (1931-60) hade en vindstyrka som var lägre än 3 Beaufort (3.4-5.4 m/s) och åtta stationer en vindstyrka lägre än 2 Beaufort (1.6-3.3 m/s) mer än 50 % av tiden under hela året.

Vindhastigheten blir lägre ju närmare marken man mäter (se fig 3). Storleken på vindhastighetens ändring per höjdändring beror på skrovligheten, temperaturskiktningen och vindhastigheten (sid 25-33). I tabell 4 kan observeras att frekvenserna för svag vindhastighet ökade betydligt från 10.5 till 1.6 m höjd på Linalompolohygget.

TABELL 4 Frekvenser, i % av totala antalet observationer, med en vindhastighet < 0.5, < 3.5 och ≥ 8.5 m/s i Linalompolo (från bilaga 5.1 fig 5.1).

Frequencies as a percentage of the total number of observations, with a wind speed ≤ 0.5, < 3.5 and ≥ 8.5 m/s at Linalompolo (from Appendix 5.1, Fig. 5.1).

Period	Antal mätningar *Number of measurements*	10.5 m.ö.m.*x)* < 0.5	< 3.5	≥ 8.5 m/s	1.6 m.ö.m.*x)* < 0.5	< 3.5	≥ 8.5 m/s
1.7-20.9 1965	2135	1	49	2	6	73	0
1.11 1965-28.2 1966	2110	5	67	0	25	87	0

x) metres above ground level

I plantskiktet och ner mot risskiktet minskas vindhastigheten ytterligare. På Dundret förekom sålunda i 1 m höjd vindhastigheter ≤ 0.5 m/s 33 % av tiden (6160 timmar) vid den minst vindexponerade mätplatsen och 12 % på den mest vindexponerade mätplatsen (figur 48).

I föreliggande avsnitt behandlas vindhastigheten huvudsakligen utanför gränsområdena (sid 57 och figur 6), dvs på stort avstånd från gränszonen mellan skog och hygge. Mätningar redovisas från Linalompolo, Enafors och Tönnersjöheden. Endast hygget i Linalompolo är stort nog för att ha områden som ej är påverkade av kringliggande skogsbestånd. Referensstationen på Tönnersjöheden låg på en öppen plats, cirka 50 m i diameter, inom ett område med unga lärkträd, 0.5 till 3 m höga (sid 72).

Självfallet bromsas luftrörelsen av träden. Vindhastigheten i skog är sålunda vanligen 20-60 % av vindhastigheten över öppen mark (KITTREDGE 1948 och MITSCHERLICH 1971, vilka refererar till ett tiotal undersökningar). Ju tätare beståndet är desto kraftigare blir uppbromsningen. MITSCHERLICH 1971 sid 10 - 17 redovisar att man inom beståndet erhåller största reduktionen i kronskiktets

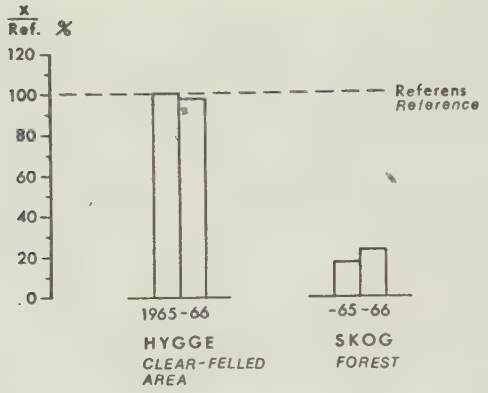
nedre del. Vindhastigheten är alltså högre inom det höjdskikt där stammar finns än högre upp i kronskiktet. Men om det finns underbestånd, exempelvis gran under ett tallbestånd, blir vindhastigheten lägre under överbeståndets kronor än uppe i desamma.

Vindhastigheten mitt i små gläntor eller luckor, mindre än 20 m x 20 m, är ungefär lika låg som i omgivande bestånd. NEUSTEIN redovisar (1965) att först vid en gläntstorlek större än 0.1 ha, ca 32 m x 32 m, började vindhastigheten bli högre i gläntans mitt än i ett omgivande 30-35-årigt sitkagranbestånd. SIRÉN (1955) uppmätte på 2 m höjd och vid vindhastigheten 4-5 m/s över skogen 0.5 m/s högre vindhastighet i två gläntor 50 m x 50 m respektive 40 m x 40 m stora, än i omgivande granskog och be+ lövade björkskog.

Det kan vara intressant, inte minst mot bakgrunden av kunskapen om mellaneuropeiska skogar, att veta hur gles, nordlig och ojämn fjällnära skog påverkar vindhastigheten.

I resultaten anges relativa vindhastigheten d v s förhållandet i % mellan mätplatsens och en referensplats vindväg eller hastighet. Relativa vindhastigheten mellan två mätplatser är mindre påverkad av aktuella vindhastigheten än vindhastighetsskillnaden (sid 73). Referensstationen placerades på öppen mark.

Vindhastigheten på cirka 2 m höjd i skog nära trädgränsen var sommaren 1965 och 1966 i genomsnitt 17 och 23 % av vindhastigheten på hygge i Linalompolo, figur 12. Vindhastigheten var alltså cirka 5 gånger högre på hygget än i skogen, trots att skogen var gles med talrika luckor och gläntor. Genom att avverka den fjällnära skogen erhålles alltså en betydande vindökning. Den låga vindhastigheten i skog är anmärkningsvärd. Endast under en av sju undersökta perioder om ca 1 1/2 månad översteg medelvindhastigheten i skog 0.5 m/s. Under det dygn (13-14.7 -66) som hade högsta uppmätta medelvindhastigheten på hygget, 3.6 m/s, uppmättes endast 0.9 m/s i det intilligande beståndet.

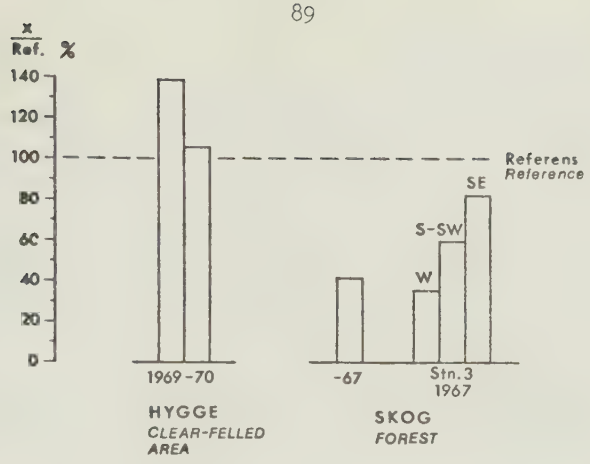


Figur 12. Den genomsnittliga vindhastigheten ca 2 m ö m (i % av vindhastigheten i en referenspunkt) på hygge och i höglägesskog. Mätningen utförd i Linalompolo under 90 dygn 28.6 - 29.9 1965 (100 % = 15525 km vindväg) och 67 dygn 4.7 - 17.8; 1.9 - 3.10 1966 (100 % = 13937 km vindväg).

The average wind speed about 2 metres above ground level, as a percentage of the wind speed in a reference point, on a clear-felled area and in mountain forest. The measurement was made at Linalompolo during 90 days 28.6 - 29.9 1965 (100% = 15525 km run of the wind) and during 67 days 4.7 - 17.8; 1.9 - 3.10 1966 (100% = 13937 km run of the wind).

Enligt figur 13 ökade vindhastigheten avsevärt efter kalläggning även på Tönnersjöheden. I tabell 5 kan avläsas att vinden ökade nära 2.5 gånger för perioder då medelvindhastigheten på referensplatsen varit högre än 1 m/s.

Då lägre vindhastigheter inberäknas och därmed osäkerheten i erhållna värden ökar (sid 74) (≥ 0 m/s och ≤ 1 m/s i tabell 5), erhölls ännu större vindhastighetsändring genom kalläggning. Antalet timmar med en vindhastighet ≤ 0.5 m/s var i skogen inom trakt 52 hela 55 % av totala antalet mättimmar (676 timmar, 12.9-17.10 1967). På referensplatsen på hygge förekom denna låga vindhastighet under 30 % av hela mätperioden och då företrädesvis under nätter. Under hösten 1967 förekom också blåsiga dagar. Vindhastigheten var på hygget > 3.3 m/s (> 3 Beaufort)



Figur 13. Den genomsnittliga vindhastigheten 2.0 m ö m (i % av vindhastigheten i en referenspunkt) på hygge och i grov, sluten granskog. Mätningen utförd i Tönnersjöheden under 19 dygn 1967 (100 % = 1810 km vindväg), 52 dygn 1969 (100 % = 3341 km vindväg), 43 dygn 1970 (100 % = 3601 km vindväg).

The average wind speed 2.0 metres above ground level, as a percentage of the wind speed in a reference point, on a clear-felled area and in large-dimensioned, dense spruce forest. The measurement was made at Tönnersjöheden during 19 days 1967 (100% = = 1810 km run of the wind), 52 days 1969 (100% = = 3341 km run of the wind), 43 days 1970 (100% = = 3601 km run of the wind).

TABELL 5 Förhållandet i vindväg mellan trakt 52 och referensplatsen (R) i Tönnersjöheden då medelvindhastigheten på referensplatsen varit ⩾0, ⩽1 och >1 m/s.

The relationship of the run of the wind between locality 52 and the reference place (R) at Tönnersjöheden when the average wind speed at the reference place had been ⩾0, ⩽1 and >1 m/s.

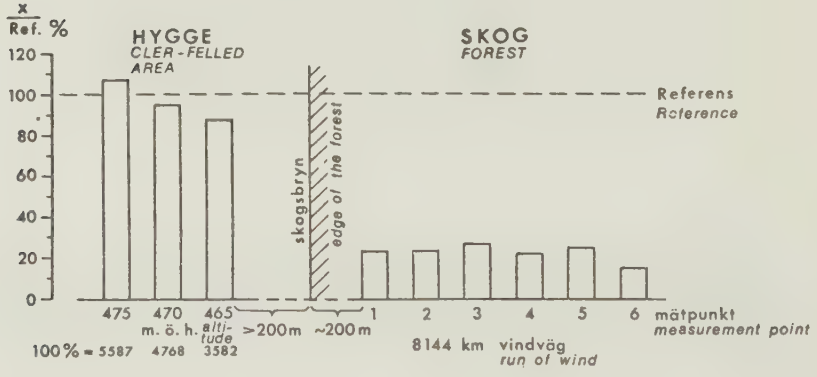
Period	*Period*	⩾0 m/s	⩽1 m/s	>1 m/s
12.9 - 26.10 1967	500 st/ha på trakt 52 *500 st/ha at locality 52*	$\frac{756}{1810}$ = 0.42 (0.30-0.59)		$\frac{655}{1493}$ = 0.44 (0.33-.59)
16.10-10.12 -69 10.9- 22.10 -70	Kal mark på trakt 52 *Bare forest land at locality 52*	$\frac{8444}{6942}$ = 1.22 (0.41-3.01)	$\frac{2515}{1163}$ = 2.16 (1.09-3.01)	$\frac{5929}{5774}$ [2]) = 1.03 (0.41-2.36) [1])

1) 0.8 m/s och 2) 1.8 m/s perioden 5-7.11 1969

55 % av mätperioden och i skogen 17 % av perioden. Förhållandet i vindhastighet mellan skog och hygge på 0.4 i Tönnersjöheden kan jämföras med förhållandet på 0.2 i Linalompolo, där medelvindhastigheten på hygget per säsong var cirka 2 m/s. Vindhastigheten på 2 m höjd ökade alltså under sommaren cirka 2.5 gånger sedan det täta och grova granbeståndet utan underbestånd stormfällts och cirka 5 gånger när den glesa och ojämna höglägesskogen kalavverkats.

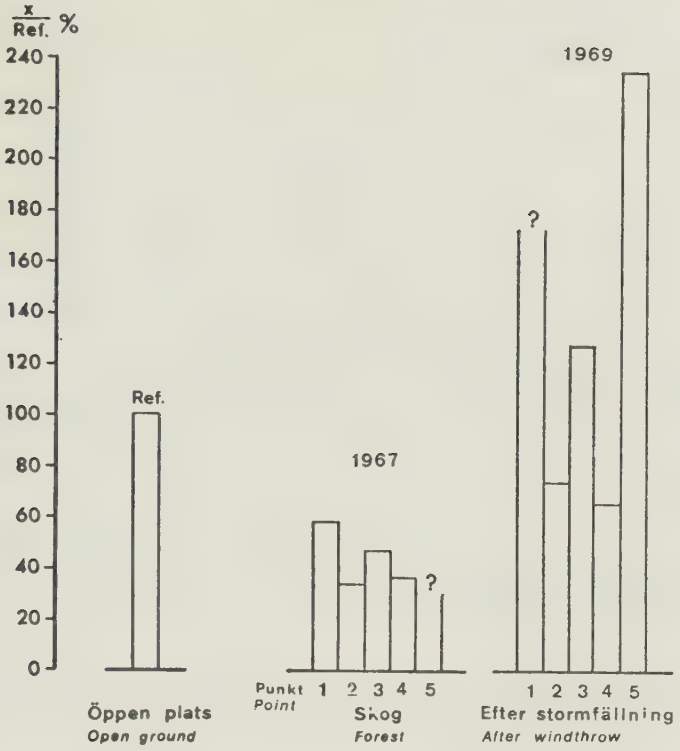
I höglägesbeståndet reducerades vinden av olikstora träd och buskar med grenverk ända ner mot marken.

Hur varierade då vindhastigheten från mätplats till mätplats? Intressant är att, trots beståndets heterogenitet, vindhastigheten inne i skogen i Lianlompolo inte varierade mycket från mätpunkt till mätpunkt, figur 14, högra delen.



Figur 14. Vindhastigheten ca 2 m ö m (i % av vindhastigheten på en referensstation) i gles skog och på hygge i Linalompolo. Mätningen i skog utfördes 30.6 - 15.8 1966 och på hygge 4.7 - 3.10 1966.

The wind speed about 2 metres above ground level, as a percentage of the run of the wind at a reference station, in sparse forest and on a clear-felled area at Linalompolo. The measurement in forest was made 30.6 - 15.8 1966 and the one on the clear-felled area 4.7 - 3.10 1966.

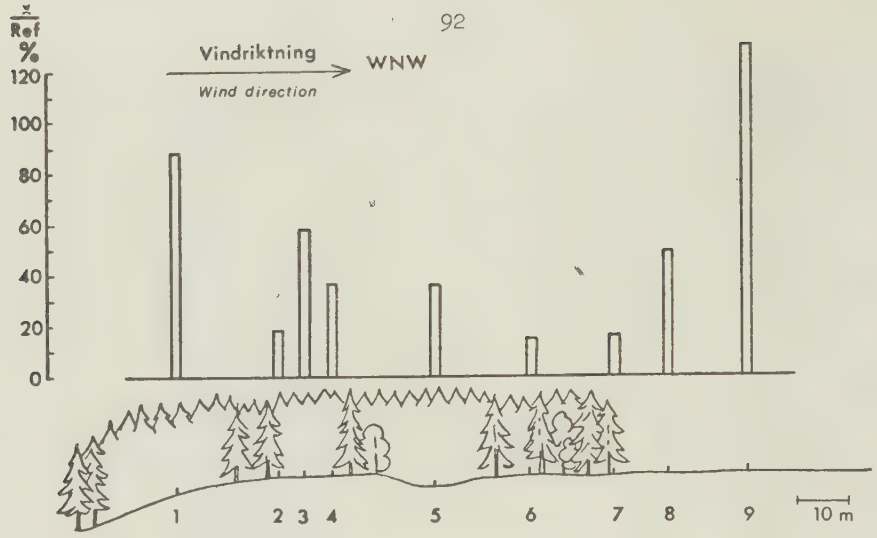


Figur 15. Vindhastigheten, 2.0 m ö m (i % av en referensstations vindhastighet) i grov högvuxen granskog före och efter stormfällning. Trakt 52, Tönnersjöheden.

The wind speed, 2.0 metres above ground level, as a percentage of the wind speed of a reference station, in large-dimensioned tall spruce forest before and after windthrow. Locality 52, Tönnersjöheden.

Samma tendens till utjämnad vind i tät grovstammig granskog jämfört med hygge kan observeras på Tönnersjöheden, figur 15 och tabell 5.

Den uppmätta variationen i vindhastighet var alltså liten i skog under långa mätperioder, veckor och månader. En mätning från fjällnära skog i Enafors, figur 16, visar emellertid att vind-



Figur 16. Vindhastigheten, 2.0 m ö m, i skog i % av hastigheten på öppen mark. Enafors den 4.7 1965. Referensplatsens vindhastighet varierade mellan 3.7 och 5.7 m/s.

The wind speed, 2.0 metres above ground level in forest, as a percentage of the speed on open ground. Enafors 4.7 1965. The wind speed of the reference place varied between 3.7 and 5.7 m/s.

hastigheten uppmätt under kort tid kan variera betydligt från punkt till punkt. Vindhastigheten under en minut mättes samtidigt på öppen mark (referens) och på respektive mätplats i skogen. Platser som var exponerade för den väst-nordvästliga vinden (punkt 1 och 3) hade hög vindhastighet, medan de mätningar som utfördes i lä och dessutom nära träd gav lägst vindhastighet (punkt 2, 6 och 7).

På hygget i Linalompolo placerades mätarna på plan mark över likartad vegetation. Hygget sluttade svagt mot söder och väster och mätvärdena i figur 14 från hyggets övre, mellersta och nedre del på ca 475, 470 och 465 m höjd över havet visar att vindhastigheten avtar utför sluttningen.

Efter stormfällningen av skogen på Tönnersjöheden utfördes mätningar i exakt samma punkter som tidigare i den slutna skogen men nu erhölls en mycket stor variation - se figur 15 och tabell 5 - som kan förklaras av att terrängen inom trakt 52 var småkuperad och av att många rotvältor slog upp under stormen.

SAMMANFATTNING

I ojämn fjällnära skog och i tät, högvuxen granskog uppmättes på ca 2 m höjd en medelvindhastighet som var 20 respektive 40 % av vindhastigheten på hygge. När mätningar utfördes under längre perioder såsom veckor och månader, erhölls i skog låg medelvindhastighet som mer än 50 % av tiden var lägre eller lika med 0.5 m/s, samt en utjämnad hastighetsfördelning i rummet. Vid kortvariga mätningar vid en och samma medelvindriktning i höglägesskog erhölls en stor och vindriktningsberoende variation mellan olika punkter. Den vindhastighetens variation från punkt till punkt, som förorsakas av ojämnheter i mark och vegetation och som uppmättes under längre perioder i Tönnersjöheden, var större på hygge än i skog, såväl absolut som relativt i förhållande till vindnivån på hygge respektive i skog.

5.2 AVDUNSTNINGEN FRÅN ATMOMETRAR I SKOG OCH PÅ HYGGE

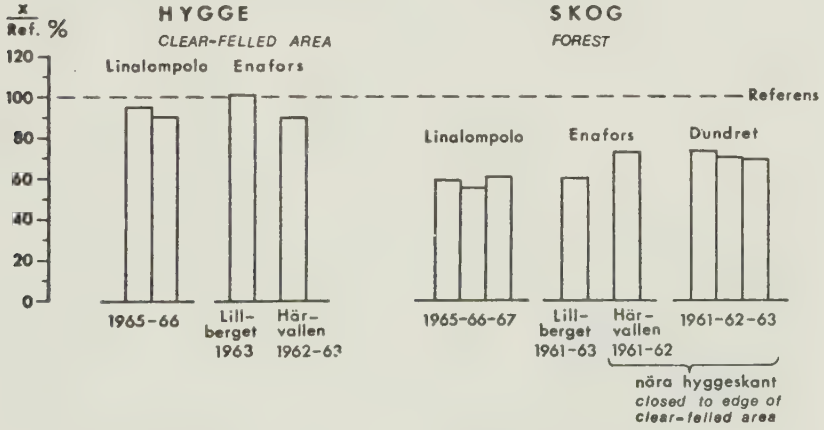
Inne i skog är potentiella avdunstningen, dvs avdunstningen från liten vattenyta (exempelvis liten vattentank) eller från våt kropp, låg under trädkronorna. Den ökar snabbt med höjden i trädkronornas övre del och uppåt (BAUMGARTNER 1956, MITSCHERLICH 1971 sid 271-274).Gallring medför ökad potentiell evaporation, framför allt i skiktet under trädkronorna och i det övre trädkronskiktet. Under dagen är potentiella avdunstningen nära mark och i skog 35-60 % av potentiella avdunstningen från öppen mark. Potentiella evaporationen i gläntor beror på faktorer såsom gläntans storlek i förhållande till kantbeståndets höjd samt solhöjden. Man erhåller självfallet högre avdunstning vid gläntas norra kant än vid dess södra.

Transpirationen från markvegetationen i skog är låg i jämförelse med transpirationen från vegetationen på hyggen och från träden. En klar sommardag kan skuggad markvegetation i skog transpirera vatten motsvarande ca 0.9 mm nederbörd och blåbärsris 0.5-0.9 mm (MÜLLER 1967) (vid molnigt väder 0.3-0.4 mm) medan björkbestånd kan transpirera 4-5 mm per dygn, bokbestånd 2-4 mm, granbestånd ca 4.5 mm, tallbestånd ca 2.5 mm och gräset från frodig äng ca 4.5 mm (PISEK & CARTELLIERI 1941, POLSTER 1950). STÅLFELT redovisar 1944 transpirationsmätningar från norra Skåne på 40-åriga granar stående dels på torr dels på fuktig lokal. Transpirationen i medeltal under maj-augusti motsvarade en vattenförbrukning om 1.9 mm per dygn på torra lokalen och 3.4 mm på den fuktiga.Nordligt belägna skogsbestånd har lägre transpiration. Enligt SIRÉN (1955) transpirerade ett björkbestånd i norra Finland på 67°N i genomsnitt under sommaren 1951 1.9 mm (max 2.9 mm) och ett gammalt granbestånd 1.3 mm (max 1.6 mm) per dygn.

Enligt föregående avsnitt avtog vindhastigheten väsentligt från hygge till skog. Man skulle därför också vänta sig en avsevärd reduktion av avdunstningen, mätt med Piche-evaporimetrar, efter-

som atmometeravdunstningen ökar med vindhastigheten (se fig 7). Till detta adderas effekten av att mängden av markvegetationen absorberad solstrålning är mindre i skog än på hygge (ODIN & PERTTU 1966 och PERTTU 1970).

Skillnaden mellan hygge och skog i atmometeravdunstning var emellertid mindre än skillnaden i vindhastighet. I genomsnitt var atmometeravdunstningen i skog 56 % av avdunstningen på hyggets referensplats, figur 17. Mätplatser som låg inom gränsområdena på Dundret och två av mätpunkterna i Enafors är inte medtagna i medelvärdet. Mätningar utfördes i ett stort antal punkter också på hyggen. I genomsnitt var hyggets avdunstning 97 % av referensplatsens. Avdunstningen från Piche-evaporimetrar ökade alltså under sommaren 1.7 gånger sedan gles och luckig höglägesskog kalavverkats.



Figur 17. Den genomsnittliga atmometeravdunstningen, sommartid 0.5 - 1.0 m ö m (i % av en referensplats avdunstning) i höglägesskog och på hygge.

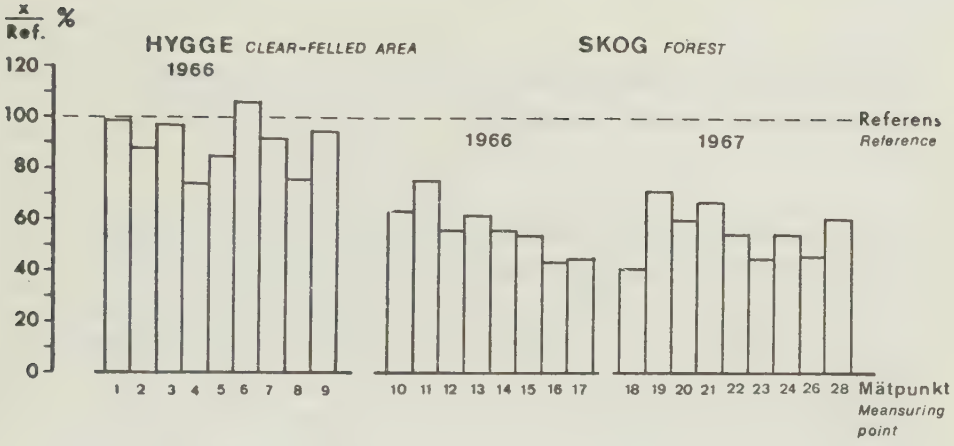
The average atmometer evaporation in summer 0.5-1.0 metres above ground level, as a percentage of the evaporation of a reference place, in mountain forest and a clear-felled area.

Mätpunkternas exposition avspeglas i mätvärdena, figur 18 (i bilaga 5.2 tabell 2 beskrivs mätplatserna). De lägsta värdena erhölls i svackor och i björksly, punkt 4 och 8. Två sänkor på hygget hade 12 % lägre värde än plan mark (tabell 6). Högre avdunstning uppmättes på syd- än på en nordsluttning (punkt 7 och 5). I skogen hade mätpunkterna högsta belopp en i gläntor, där avdunstningen var 11 % högre i genomsnitt (tabell 6). Vid mätpunkt 18, som var skuggad större delen av dagen, uppmättes endast 42 % av referensvärdet. Trots att instrålningen mot markytan var ojämnt fördelad i skogen visar figur 18 en måttlig variation i avdunstning från punkt till punkt. Mätningarna vid varje mätpunkt varade från ett par månader (figur 17) till omkring en vecka (figur 18).

TABELL 6. Avdunstningen från atmometrar i ml och i % av en referenspunkts avdunstning på platser med olika exponering. Linalompolo, somrarna 1966 och 1967. *The evaporation from atmometers in ml and as a percentage of the evaporation of a reference point, at localities with different exposure. Linalompolo, summers of 1966 and 1967.*

Lokal	Ant. mätpunkter *Number of measurements points*	Medelavdunstning per dygn och mätpl ml *x)*	Antal studerade dygn *Number of studied days*	$\frac{\bar{x}}{R}$
Hygge, plant *Clear-felled area, level*	3	4.1	91	97
Hygge, N-sluttning *Clear-felled area, N-slope*	3	6.3	36	87
Hygge, S-sluttning *Clear-felled area, S-slope*	1	2.9	15	90
Hygge, svacka *Clear-felled area, depression*	2	3.5	29	85
Skog, glänta *Forest, glade*	8	2.3	84	60
Skog, gles eller sly *Forest, sparse or thicket*	8	3.1	81	54

x) Average evaporation per day, ml



Figur 18. Atmometeravdunstningen, 1.0 m ö m, (i % av en referensplats avdunstning) i fjällnära skog och på hygge. Linalompolo den 30.6 - 26.8 1966 och 27.6 - 24.8 1967.

The atmometer evaporation, 1.0 metres above ground level, as a percentage of the evaporation of a reference place, in mountain forest and clear-felled area. Linalompolo 30.6-26.8 1966 and 27.6-24.8 1967.

SAMMANFATTNING

Avdunstningen i skog nära skogsgränsen, uppmätt under sommaren med Piche evaporimetrar på 0.5-1.0 m höjd över marken, var i genomsnitt 58 % av avdunstningen på hygge. Kalavverkningen medförde alltså att avdunstningen uppmätt med atmometrar ökade 1.7 gånger. I beståndsluckor och gläntor uppmättes 11 % högre avdunstning än bland träden. Två sänkor hade på hygget i genomsnitt 12 % lägre atmometeravdunstning än plan mark.

5.3 VINDHASTIGHETEN OCH ATMOMETERAVDUNSTNINGEN I ÖVERGÅNGSZONEN MELLAN SKOG OCH HYGGE

Övergångszonen mellan skog och hygge definierades som området på ömse sidor om skogsbrynet influerat av förhållandena på grannområdet (sid 57). Ju längre man avlägsnar sig från gränsen desto mindre påverkas meteorologiska element och vegetation av förhållandena på andra sidan gränsen.

Skog intill öppen mark fungerar som ett läbälte (sid 54) - ett läbälte med mycket stor bredd. Undersökningar av läverkan från skog, och då främst från smala läbälten med träd, har huvudsakligen och i stor omfattning utförts i länder där vinderosion och brist på markvatten begränsar produktionen (WMO 1964, Technical note no 59). Mycket litet är känt om de nordliga skogarnas och då särskilt höglägesskogens läverkan.

Enligt rapporten från WMO (1964) blir läverkan från skogsbestånd intill öppen mark lik den från mycket täta läbälten. Till skillnad från genomsläppliga smala läbälten, där området med lägsta vindhastigheten ligger förskjuten ett stycke ut från bältet, medför skogen att vindhastigheten blir lägst tätt intill skogsbrynet (NÄGELI 1954). Läeffektens räckvidd kan dock vara stor, särskilt om beståndet är högvuxet. NÄGELI redovisar (1954) att en 28 m hög tallskog kan reducera vindhastigheten på ett avstånd från skogskanten av 30 gånger trädhöjden (ca 850 m), då vinden blåser vinkelrätt ut från skogsbrynet. Även på lovartsidan av skogsbestånd bromsas luftrörelsen. Enligt Nägelis undersökning börjar vindreduktionen där på ett avstånd av cirka 8 gånger trädhöjden. Vindhastigheten inne i tallbeståndet (utan underbestånd) antar för beståndet typiska värden inte förrän i mätpunkter på omkring 300 m avstånd från skogskanten. Nägelis undersökning utfördes på plan mark. I kuperad terräng blir läeffektens räckvidd väsentligt reducerad genom inverkan av större skrovlighet (WMO 1964). Skrovligheten och därmed läverkan påverkas också av vegetations-

förhållandena på öppna marken. Undersökningar över temperaturskiktningens inverkan (WMO 1964) visar att vindreduktionen bakom läbälten ökar med ökande stabilitet.

Området med största vindskyddet behöver inte nödvändigtvis sammanfalla med området med största vindreduktionen. Bakom skogsbryn och täta läbälten över huvud taget kan nämligen, särskilt vid högre vindstyrkor, vindstötar eller vindbyar uppträda. Dessa har betydelse exempelvis för avdunstningen. Studier av turbulensen bakom läbälten bl a av Nägeli upplyser om att området med största turbulensen, karakteriserad av vindbyar med relativt lång livslängd, sannolikt ligger i närheten av området med största vindreduktionen.

Potentiella evaporationen, uppmätt med avdunstningstankar och atmometrar (GOLUBEVA 1941 m fl) samt beräknad med Penmans formel (ASLYNG 1958), reduceras av läbälten. Reduktionens storlek och läeffektens räckvidd är emellertid mindre hos potentiella avdunstningen än hos vindhastigheten. Potentiella avdunstningen påverkas förutom av vind också bl a av strålning, vilken endast kort sträcka påverkas av läbälten.

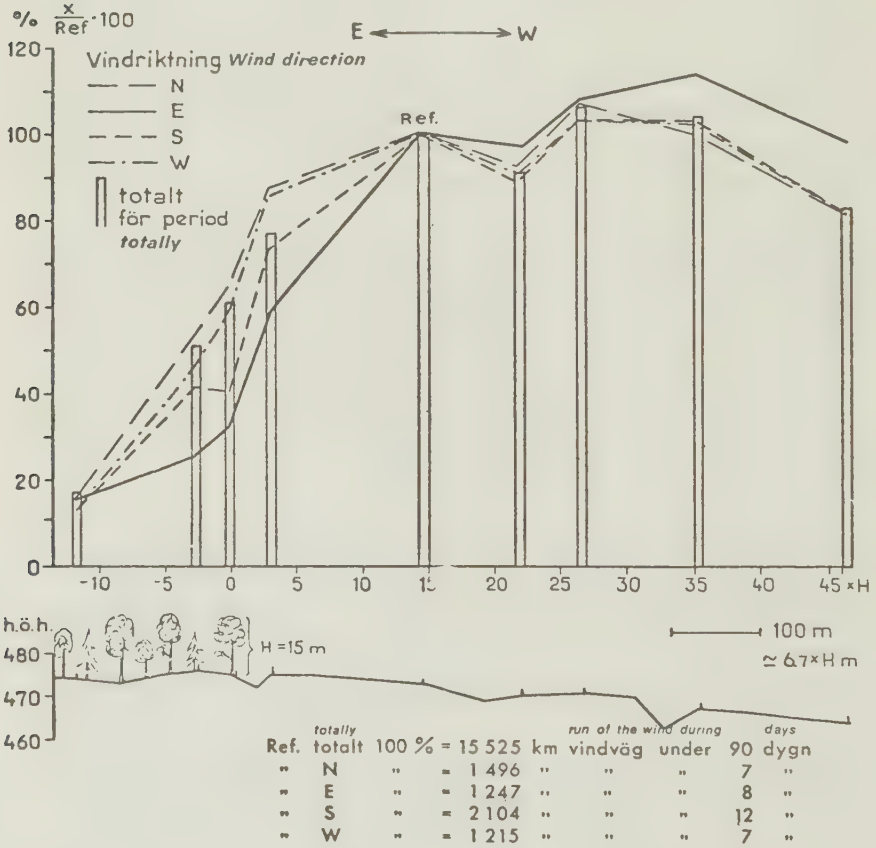
I föreliggande avsnitt behandlas först vindhastigheten och atmometeravdunstningen i den del av övergångszonen, dvs gränsområdet, som ligger i skog och därefter i gränsområdet på hygge. Vidare redovisas samband mellan fördelningarna i vindhastighet och atmometeravdunstning inom hyggets gränsområde.

Undersökningen utfördes i Linalompolo och på Dundret dvs på de nordligt belägna höglägena. De två platserna skiljde sig från varandra såväl i fråga om topografi som skogstyp (kapitel 3).

Mätplatserna utplacerades längs linjer som sträckte sig tvärs över gränsområdena. Resultaten presenteras i form av relativa värden där varje mätpunkts värde relateras till det värde per linje ute på öppen mark (U_{fri} respektive $E_{A\ fri}$) som bedömts vara oberoende av avståndet till skogskanten.

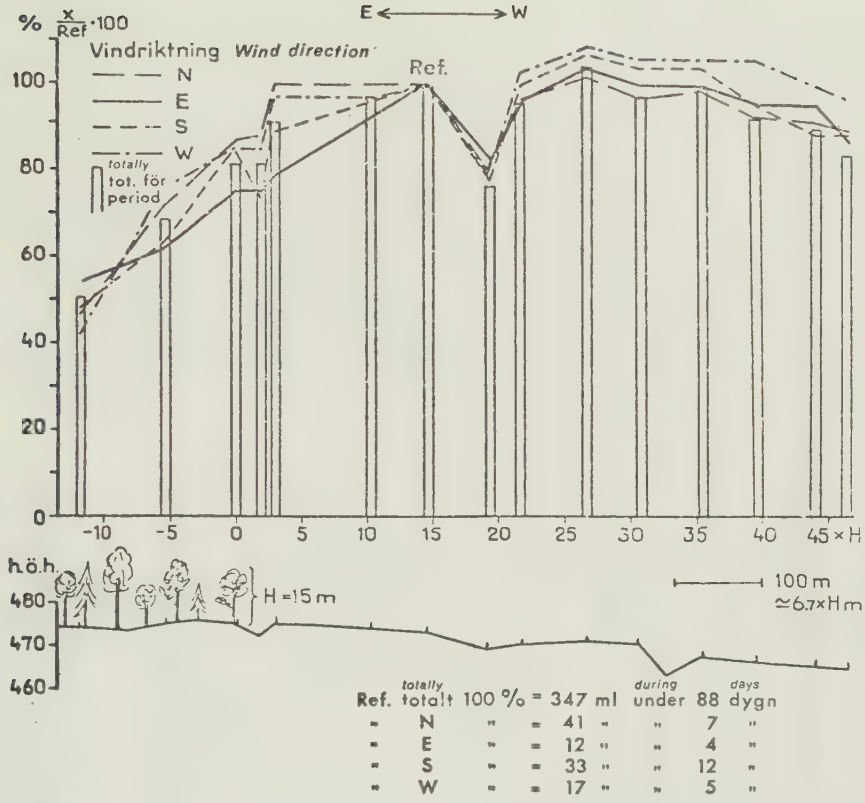
5.3.1 Gränsområdet inne i gles fjällnära skog

Ju mer man avlägsnar sig från skogskanten och in i skogen ju mindre bör inflytandet från hygget vara. Detta framträder i figurerna 19 och 20, där man kan observera att mätpunkter som låg långt från skogskanten hade lägre vindhastighet och atmometeravdunstning än punkter nära hygget. Vindhastigheten reducerades mer än atmometeravdunstningen.



Figur 19. Horisontella fördelningen av vindhastigheten uppmätt 1.8 m ö m längs en linje från gles skog och ut över hygge. H är kantträdens medelhöjd. Linalompolo 28.6 - 29.9 1965.

The horizontal distribution of the wind speed measured 1.8 metres above ground level along a line from sparse mountain forest and into clear-felled area. H indicates the mean height of the border trees. Linalompolo 28.6 - 29.9 1965.



Figur 20. Horisontella fördelningen i atmometeravdunstning uppmätt 1.0 m ö m längs en mätlinje från gles skog och ut över hygge. H är kantträdens medelhöjd. Linalompolo 28.6 - 29.9 1965.

The horizontal distribution of atmometer evaporation measured 1.0 metres above ground level along a line from sparse mountain forest and into clear-felled area. Linalompolo 28.6-29.9 1965.

Gränsområdets bredd i Linalompoloskogen, dvs bredden hos den del av övergångszonen som ligger i skogen torde vara mindre än 175 m, eftersom mätplatsen inom detta avstånd ej uppvisade högre relativa mätvärden än skogen i genomsnitt.

TABELL 7. Vindhastighet och atmometeravdunstning i gles talldominerad skog, Linalompolo 1965, och i fjällnära granskog, Dundret 1964, i % av vindhastigheten (U_{fri}) och avdunstningen ($E_{A\ fri}$) i en punkt opåverkad av skog.

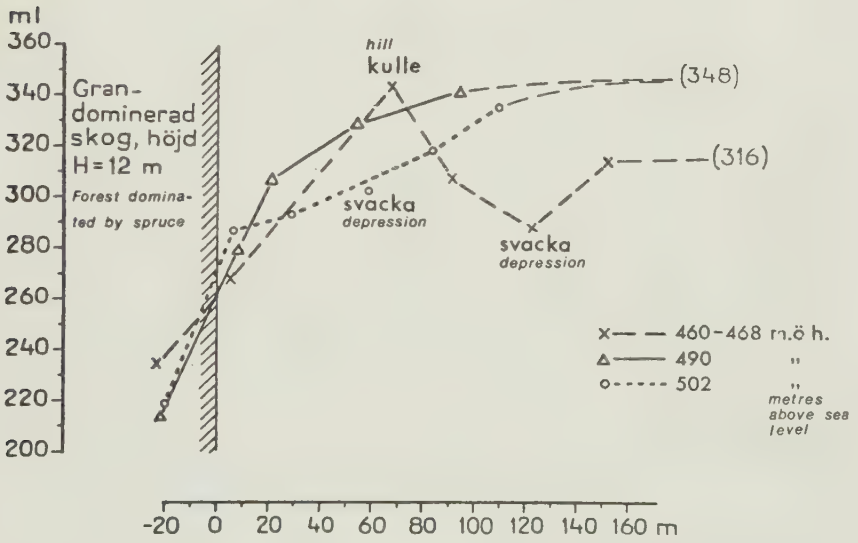
Wind speed and atmometer evaporation in montain forest dominated by pine, Linalompolo 1965, and in spruce montain forest, Dundret 1964, as a percentage of the wind speed (U_{fri}) and the evaporation ($E_{A\ fri}$) in a point unaffected by forest.

		Period	Vindriktn. *Wind direction*	Vindhast. 2 m ö m U_{fri} m/s 5)	Avdunstning 1 m ö m $E_{A\ fri}$ ml 4)	Vindhastighet i skog i % av U_{fri} 1) meter från skogskant				Atmometeravdunstning i skog i % av $E_{A\ fri}$ 2) meter från skogskant				
						0	20	45	175	0	20	45	75	175
	m ö h 3)													
LINALOMPOLO	475	30.6-2.7	N	3.0	11.0	67		56	14	85		76	71	43
		9-11.8	N	2.0	7.8	59		49	12	81			63	38
		26-30.7	E	2.0	13.2	30 x)		22	13	71		62	56	51
		25-27.8	S	2.6	4.3	35 x)		37	11	77			54	44
		30.8-1.9												
		27-30.8	S	1.7	11.0	27 x)		31	5	76			63	45
		2-5.7	W	2.5	18.2	61		47	14	77			68	38
		20-22.9												
		Totalt 28.6-22.9	Växl.	2.1	357.0	58		48	16	80			66	49
	m ö h 3)													
DUNDRET	464	1-20.7	Växl.	2.1	78.0		37				71			
	490	21.7-7.9	"	3.7	193.0		60				62			
	502	8-25.9	"	4.0	31.5		64				72			

x) vindmätarna stod i lä av tallstam

1) *Wind speed in forest as a percentage of U_{fri} metre from forest edge*
2) *Atmometer evaporation in forest as a percentage of $E_{A\ fri}$ metre from forest edge*
3) *Metres above sea level*
4) *Evaporation $E_{A\ fri}$ ml*
5) *Wind speed U_{fri} m/s*

Vid ostlig vind i Linalompolo låg stora sammanhängande skogsområden i vindens väg. Så var icke fallet vid övriga vindriktningar. I figurerna 19 och 20 samt tabell 7 framträder detta förhållande genom att ändringen med avståndet till skogskanten i vindhastighet var minst vid ostlig vind. De relativa värdena i gränsområdet påverkades förutom av vindriktningen sannolikt också av vindhastigheten. I tabell 7 kan man observera en tendens till lägre relativa värden vid låg än vid hög medelvindhastighet.

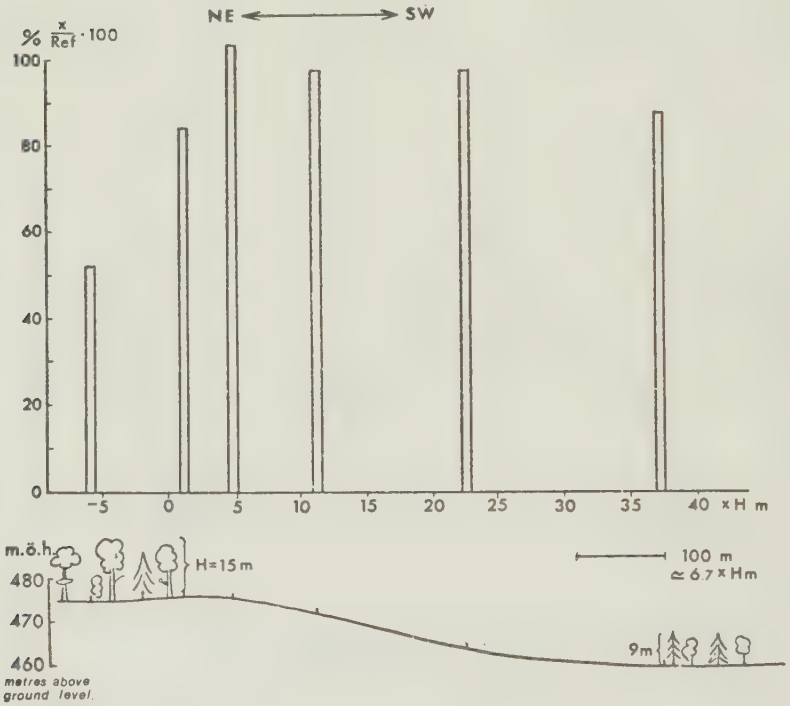


Figur 21. Avdunstningen i ml uppmätt längs tre olika linjer med evaporimetrar (Piche) på höjden 1.0 m ö m. Värdena inom parentes är avdunstningsmängden i punkter opåverkade av skog. Dundret 1.7 - 25.9 1964.

The evaporation in ml measured along three different lines by means of evaporimeters (Piche) at 1.0 metre above ground level. The values within brackets is the evaporation quantity in points unaffected by forest. Dundret 1.7-25.9 1964.
Forest dominated by spruce, height H = 12 m.

5.3.2 Gränsområdet på hyggen

Resultaten från mätningar längs linjer vinkelräta mot skogskanten redovisas i figurerna 19-22 samt figur 5.3.2, bilaga 5.3. Markojämnheter såsom svackor och kullar avspeglas i låga respektive höga värden på vind och avdunstning. Vidare kan obser-



Figur 22. Atmometeravdunstningen (i % av en referensplats avdunstning) längs en linje med mätplatser som låg på olika avstånd till skogskant och på olika höjd över havet. Linalompolo 9.8 - 22.9 1965. Referensplatsens avdunstning var 138 ml (100 %).

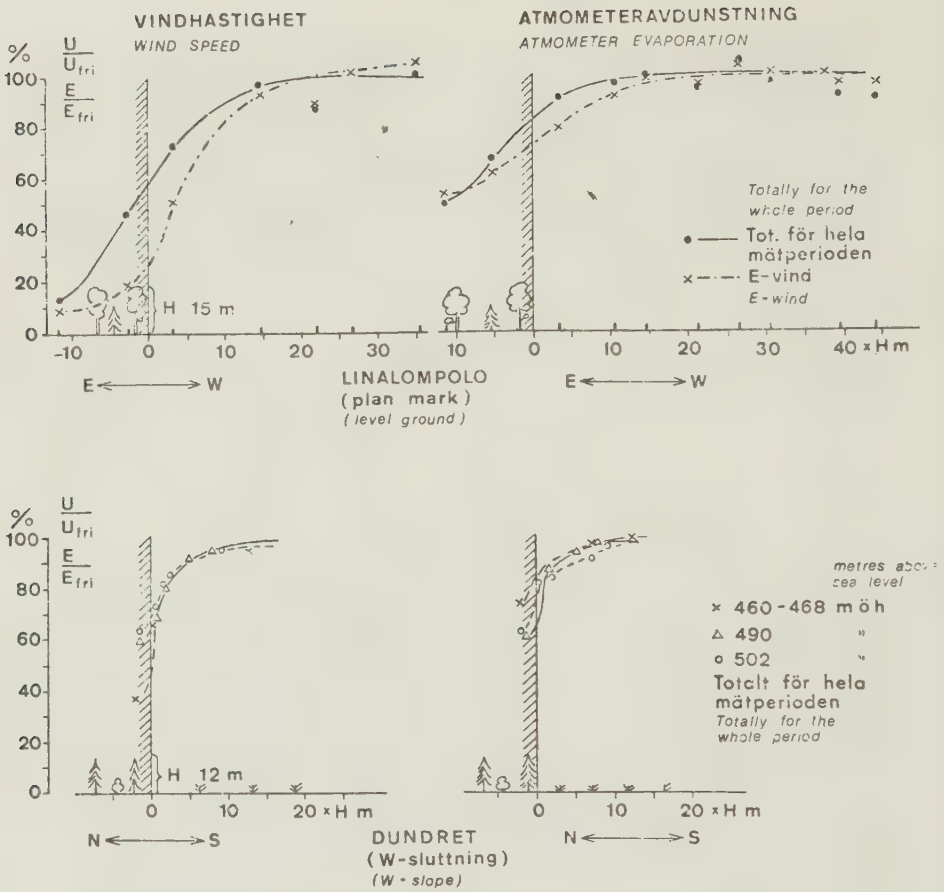
The atmometer evaporation, as a percentage of the evaporation of one reference place, along a line with places of measurement situated at various distances to forest edge and at various height above sea level. Linalompolo 9.8-22.9 1965. The evaporation of the place of reference was 138 ml (100%).

veras att relativa vindhastigheten och avdunstningen avtog utför sluttningen i Linalompolo, högra delen av figur 19 och 20. Särskilt tydligt framträder detta i figur 22 som visar relativa avdunstningen längs en nordost-sydvästgående linje. I samtliga figurer framträder emellertid också det faktum att vindhastigheten och atmometeravdunstningen reducerades på hyggena intill skogskanten och att reduktionen var störst tätt intill skogsbrynet. Skogskanter medför alltså att delar av hyggen erhåller horisontella gradienter i vindhastighet och atmometeravdunstning; gradienter vilkas belopp ändras med avståndet till skogskanten.

5.3.2.1 Läeffektens räckvidd på hygge

Gränsområdet slutar eller läeffekten upphör där vindhastighet och atmometeravdunstning inte längre påverkas av skogen. Man kan också säga att gränsområdet slutar där kurvan över relativa värden börjar löpa horisontellt. I figur 23 har kurvorna för den relativa vindhastigheten och avdunstningen utjämnats för att eliminera inflytandet av den småskaliga topografin. Kurvorna övergår asymptotiskt till ett horisontellt förlopp. Detta medför att angivelsen för gränsområdets totala bredd blir svår att bestämma. I Linalompolo låg gränsen för opåverkad vindhastighet på ca 30 (för östlig vind > 35) gånger kantträdens medelhöjd (H) och på Dundret ca 20 gånger medelhöjden. Gränsområdets bredd blir dock lättare att bestämma om man låter avståndet för punkter med 90 i stället för 100 % representera gränsen till det opåverkade området. Tabell 8 visar hur långt ut man måste gå från skogskanten för att erhålla en relativ vindhastighet och atmometeravdunstning på 90 %.

Gränsområdets bredd beror av kantträdens medelhöjd, så att högre trädhöjd medför bredare gränsområde. I Linalompolo var skogen i genomsnitt 3 m högre än på Dundret och gränsområdets bredd var på den förra platsen avsevärt större (figur 23). Även sedan avståndet angivits med kantträdens medelhöjd (H) som enhet var



Figur 23. Utjämnade kurvor visande vindhastigheten (ca 2 m ö m) och atmometeravdunstningen (1.0 m ö m) på hygge, överst i figuren och över tallplantskog, underst i figuren, som funktion av avståndet från H m hög skog. U_{fri} respektive $E_{A\,fri}$ är vindhastighetens och avdunstningens belopp i en punkt, som är opåverkad av skogskant. Linalompolo 28.6 - 29.9 1965 och Dundret 1.7 - 25.9 1964.

The diagram shows adjusted curves indicating the wind speed (about 2 metres above ground level) and the atmometer evaporation (1.0 metre above ground level) on clear-felled area (the upper part) and over pine plant forest (the lower part) as a function of the distance from H m tall forest. U_{fri} *and* E_{Afri} *respectively is the amount of the wind speed and the evaporation in one point which is unaffected by forest edge. Linalompolo 28.6-29.9 1965 and Dundret 1.7-25.9 1964.*

TABELL 8. Avstånd från skogskant och ut över hygge till en punkt där vindhastigheten (2 m ö m) och atmometeravdunstningen (1 m ö m) var 90% av beloppet U_{fri} resp. $E_{A\ fri}$. Kantträdens medelhöjd = H.

Distance from forest edge to a point on clear-felled area (2 metres above ground level) and the atmometer evaporation (1 metre above ground level) was 90% of U_{fri} and $E_{A\ fri}$, respectively. The mean height of the border trees = H.

Område *Area*	Period *Period*	Avstånd till en punkt *Distance to a point* med en vindhastighet 90% av U_{fri} *with windspeed 90% of U_{fri}*	med en avdunstning 90% av U_{fri} *with an evaporation 90% of E_{fri}*	Medelvind *Mean wind* U_{fri} m/s		U_{fri} *m/s*
LINALOMPOLO	28.6-29.9.1965	10 x H m 150 m	3 x H m 45 m	2.1	växlande riktning	*varying direction*
LINALOMPOLO	28-30.7.1965 6-8.9.1965	14 x H m 200 m	8 x H m 120 m	2.0	vind ut från skogskant	*wind out from forest edge*
DUNDRET	1.7-25.9.1964	5 x H m 60 m	3 x H m 35 m	3.3	växlande riktning	*varying direction*
DUNDRET (B-linje)	5-7.8.1964	6-7 x H m 70-85 m	3-4 x H m 35-50 m	2.6	vind ut från skogskant	*wind out from forest edge*

hyggets gränsområde (för 90 %) i Linalompolo ungefär dubbelt så brett som på Dundret (tabell 8). Ovanstående gällde under perioder då vinden blåste ut från skogskanten och den av skogen opåverkade medelvindhastigheten var 2.0-2.5 m/s. I genomsnitt under en hel säsong (ca tre månader) erhölls smalare gränsområden eftersom andra vindriktningar också förekommit. Vindhastighetens gränsområde var alltjämt två gånger bredare i Linalompolo än på Dundret. Däremot tycks reduktionen i atmometeravdunstning ha nått ungefär lika långt ut på båda lokalerna. Läeffektens kortare räckvidd på Dundret än i Linalompolo hänger samman med att skrovligheten var större på Dundret. Terrängen i Dundret-området var mer kuperad och hyggesvegetationen högre och tätare.

Gränsområdet hade alltså olika bredd för vind och avdunstning. Resultatet i tabell 8 visar att det avstånd från skogsbrynet, på vilken skogen började påverka atmometeravdunstningen endast var 30 till 60 % av motsvarande avstånd för vindhastighet.

5.3.2.2 Läeffektens beroende av vindens hastighet och riktning

Skogen förorsakar som ovan visats en reduktion i vindhastighet, inom hyggets gränsområde. Reduktionen i vindhastighet och atmometeravdunstning kan skrivas:

$$(1 - \frac{U}{U_{fri}}) \text{ resp } (1 - \frac{E_A}{E_{A\ fri}})$$

där

$\frac{U}{U_{fri}}$ och $\frac{E_A}{E_{A\ fri}}$ är de tidigare använda relativa beloppen (sid 87och99)

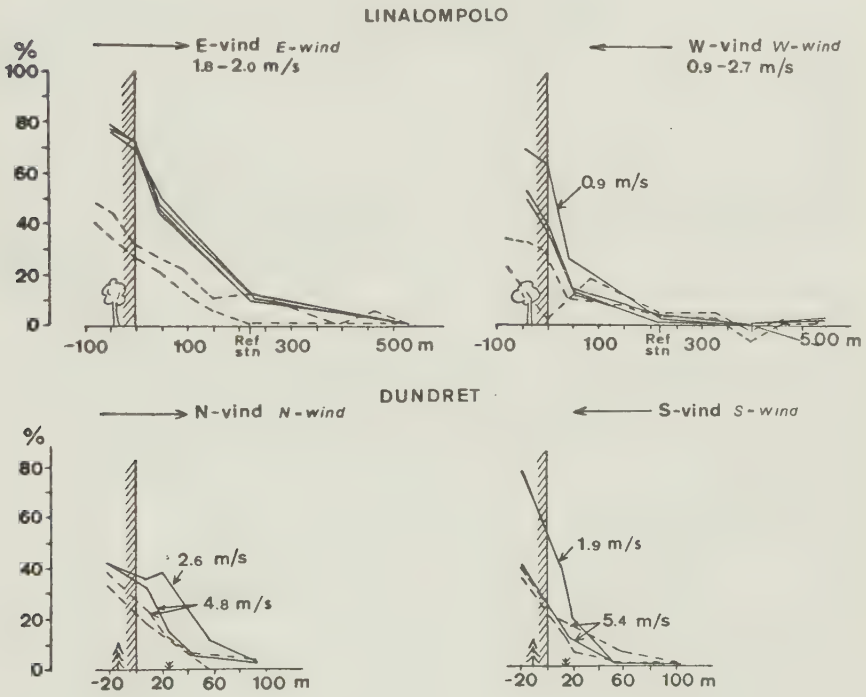
Reduktionen är alltså noll på de delar av hygget, som är opåverkade av skogen.

Innan resultaten över reduktionens vindberoende på hyggen närmare redovisas, kan det fastslås att reduktionen i vindhastighet var större än reduktionen i atmometeravdunstning (figur 24).

Den största reduktionen inträffade enligt figuren omedelbart intill skogsbestånden utom under en period med vind vinkelrätt ut från skogskanten (nordlig vind, 2.6 m/s), då den mätplats som låg 20 m från skogskanten på Dundret hade lägsta vindhastigheten. Granbeståndet uppträdde vid detta tillfälle tydligen på samma sätt som ett tätt men genomsläppligt läbälte.

Figur 23, nedre vänstra delen, illustrerar att vindreduktionen med de under en hel mätsäsong rådande vindriktningarna var oberoende av vindhastigheten. Mätlinjerna genom mätplatserna A, B och C på Dundret, som låg på olika höjd över havet, hade

olika medelvindhastighet, 2.1, 3.7 respektive 4.0 m/s. Trots detta reducerade granskogen vinden likartat över Dundrets tallbestånd dvs kurvorna i nedre vänstra delen av figur 23 sammanfaller. Vindhastighetsfördelningen var bäst fastlagd längs B-linjen, medan den längs A- och C-linjerna störtes av topografin (bilaga 5.3, figur 5.3.2).



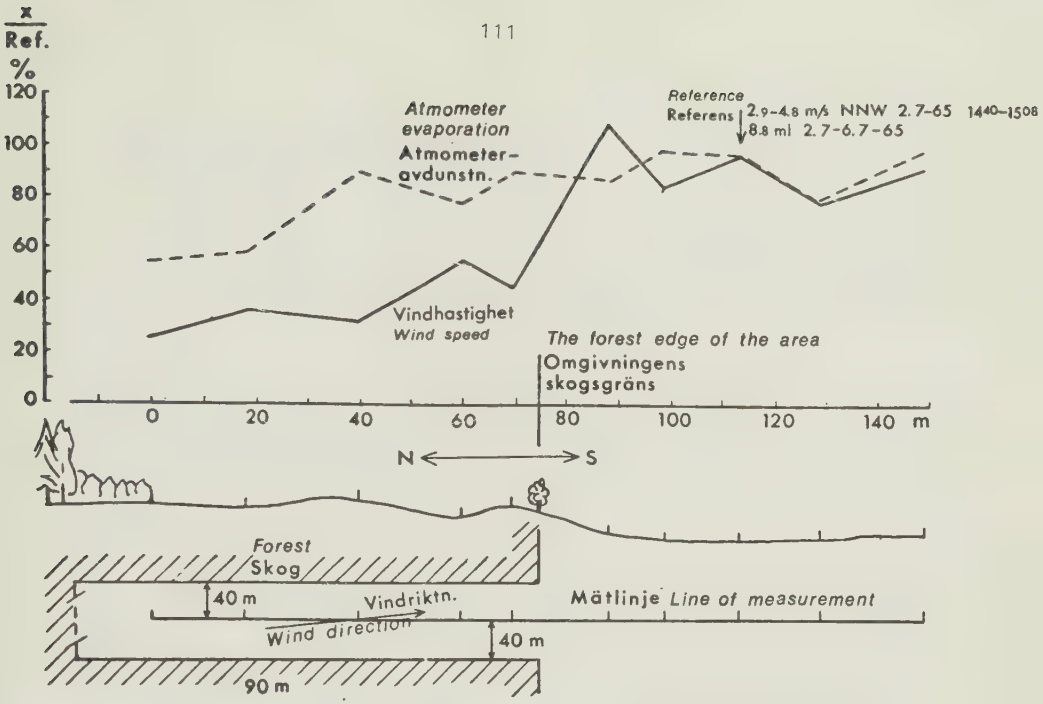
Figur 24. Vindhastighetens (ca 2 m ö m) ——— och atmometeravdunstningens (1.0 m ö m) --- reduktion som funktion av avståndet från skogskant under perioder med vind tvärs ut från respektive in mot skogskanten. Linalompolo sommaren 1965 och Dundret sommaren 1964.

The reduction of the wind speed (about 2 metres above ground level) ——— and the atmometer evaporation (1.0 metre above ground level - - - - as a function of the distance from forest edge during periods with wind straight out from as well as in towards the forest edge. Linalompolo the summer of 1965 and Dundret the summer of 1964.

Studier av reduktionen under kortare perioder dvs vid en och samma medelvindriktning visar emellertid att reduktionen varierade med medelvindhastigheten. I figur 24 kan observeras att vindens reduktion var större vid låg än vid hög medelvindhastighet. Kurvorna i nedre delen av figur 24 har högre värden vid låg vindhastighet än vid hög.

Inte bara vindhastigheten utan också vindriktningen kunde påverka reduktionen över hyggena. Då det var vind in mot skogen - västvind i Linalompolo och sydvind på Dundret (figur 24, högra delen) - bromsades luftrörelsen inför det hinder som skogen utgör. Kurvorna över vindhastighetens och atmometeravdunstningens reduktion fick ett mer konkavt förlopp än då vinden var riktad ut från skogsbeståndet. I det senare fallet var alltså reduktionens storlek och räckvidd större. Man kan observera att Linalompolohyggets referensplats var påverkad av skogskanten vid ostlig vind. Läeffekten var sålunda olika beroende på om vinden blåste in mot eller ut från skogskanten. I figurerna 19 och 20 från Linalompolo visas att man vid vindriktningar parallella med skogskanten (streckade i figurerna) erhöll en vindhastighets- och avdunstningsfördelning som i stort var likartad den vid vind in mot skogen (punktstreckad - västlig vind).

De delar av hyggen, som likt vikar skjuter in i skogen, påverkas av skogskanten på tre sidor. I figur 25 redovisas en kortvarig mätning från en dylik nästan rektangulär inbuktning vars bredd var 80 m och som sträckte sig 90 m in i beståndet. Då medelvinden blåste längs inbuktningens längdaxel (= mätlinjen) och ut från skogsbrynet började den största vindökningen först ute vid omgivningens skogskant. Reduktionen från sidobestånden som låg på 40 m avstånd från mätlinjen har dämpat hastighetsökningen inne i inbuktningen. Atmometeravdunstningen, uppmätt under 5 dagar med växlande vindriktningar, ökade däremot tämligen jämnt med avståndet till den inre skogskanten.



Figur 25. Vindhastigheten 2.7 1965 kl 14.40 - 15.08 och atmometeravdunstningen 2-6.7 1965 (i % av vindhastigheten och avdunstningen på en referensplats), längs en uthuggnings längdriktning i Enafors.

The wind speed 2.7 1965 at 14.40-15.08 and the atmometer evaporation 2-6.7 1965, as a percentage of the wind speed and the evaporation at one place of reference, along the longitudinal direction of a clear-felled area at Enafors.

SAMMANFATTNING

På hyggens gränsområden var medelvindhastigheten och atmometeravdunstningen lägre ju närmare skogsbrynen mätpunkterna var placerade. Gränsområdets bredd, dvs avståndet från hyggeskanten och ut till gränsen för 10 % reduktion, har studerats på två nordligt belägna höglägen. Mätningar av vindhastigheten gav till resultat en bredd på gränsområdet som var cirka 14 gånger kantträdens medelhöjd på tämligen plan mark och 6-7 gånger medelhöjden på en sluttning med tallföryngring. Atmometeravdunst-

ningen på hygge reducerades mindre av skogskanten än vindhastidheten och gränsområdet var från en tredjedel till drygt hälften så bred som vindhastighetens gränsområde. I skogens gränsområde hade mätpunkter längre från skogskanten lägre vindhastighet och atmometeravdunstning än mätpunkter nära hygget. Gränsområdets bredd var i fjällnära skog på plan mark mindre än 175 m.

I en bred övergångszon mellan hygge och skog förekom således horisontella gradienter i vindhastighet och atmometeravdunstning. Gradienternas belopp var störst i en zon omkring skogsbrynet och avtog sedan med ökande avstånd från skogskanten dels in i beståndet och dels ut över hygget. På hygget låg alltså området med lägst vindhastighet och atmometeravdunstning intill skogsbrynet. Den glesa skogen uppträdde således som ett tätt läbälte.

Vindreduktionen från skogskanter och ut över hyggen var oberoende av medelvindhastigheten för vindar gällande hela observationsmaterialet omfattande samtliga förekommande vindriktningar. Vid kortvariga mätningar vid en och samma medelvindriktning däremot, var vindreduktionen större vid låg än vid hög medelvindhastighet. Reduktionen påverkades också av vindriktningen så att den var störst och sträckte sig längst ut över hygget vid vind ut från skogskanten. I genomsnitt och för samtliga under mätperioden förekommande vindriktningar reducerades vindhastigheten på på hyggen av skogskanter ut till ett avstånd på 5 till 10 gånger kantträdens medelhöjd och atmometeravdunstningen cirka 3 gånger medelhöjden.

5.3.3 Sambandet mellan vindhastighetens och atmometeravdunstningens horisontella fördelning

I de föregående avsnitten har visats ungefärliga värden på hur mycket vindhastigheten och atmometeravdunstningen påverkas av skogen. Vi söker nu sambandet mellan vindhastighetens och avdunstningens fördelning i horisontell led. Avdunstningen mättes med Piche-evaporimetrar. De två faktorernas relativa belopp eller reduktion jämföres med varandra inom gränsområdena på mätplatser med samtidig mätning av båda faktorerna.

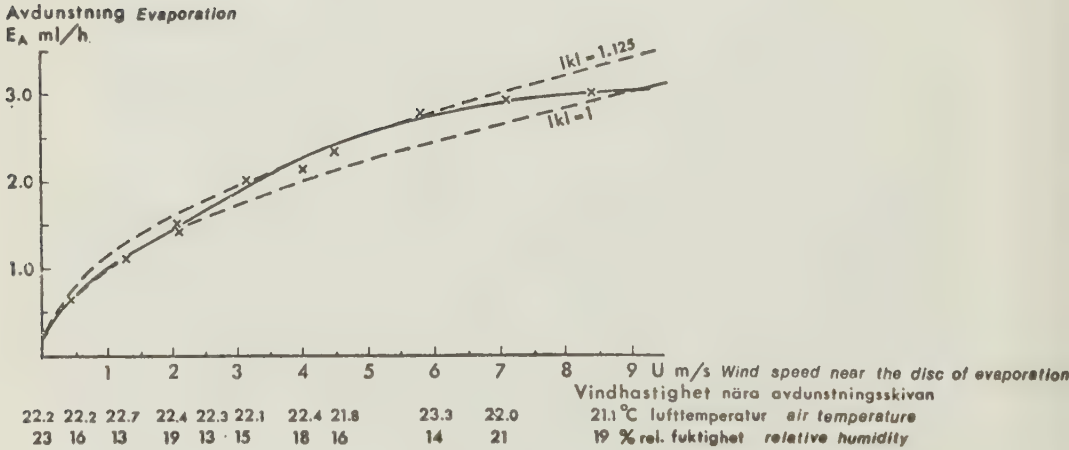
I det avsnitt 1.3.2, sidan 39 - 41, som beskriver atmometrarnas egenskaper framgår att atmometermätningen är starkt vindhastighetsberoende. Vid mätningar bakom läbälten fann NÄGELI (1943) god överensstämmelse mellan respektive mätpunkters relativa atmometeravdunstning och kvadratroten ur mätpunktens relativa vindhastighet. Som atmometrar använde han små, platta och fuktiga lerbehållare. Liknande relation erhöll KREUTZ (1952), då han mätte avdunstningen från fria vattenytor i små kärl, dvs han fann att avdunstningen från små tankar reducerades hälften så mycket som vindhastigheten bakom läbälten. ASLYNG och HANSEN redovisar 1960 samma samband, trots att temperaturen och mättningsdeficit ökade något genom läeffekten.

Innan samband mellan fördelningar i atmometeravdunstning och vindhastighet behandlas, redovisas studier av Piche-evaporimeterns vindberoende.

5.3.3.1 Piche-evaporimeterns vindberoende vid klart och mulet väder.

I Kapitel 2 (sid 59 - 60) antogs att Piche-evaporimeterns skiva uppträder som en liten våt kropp eller som den fuktade termometern hos en psykrometer. Avdunstningen från atmometern antogs

således vara oberoende av vindhastigheten över en viss gräns. Denna gräns bestäms av insolation och luftfuktighet. Redan känt är att avdunstningen (E_A) från atmometrar vid lägre vindhastigheter i stort är proportionell mot kvadratroten ur vindhastighet (u). När strålning och ångtrycksdeficit är konstanta kan man skriva: $E_A \approx$ konstant $\sqrt{u}$ (ekv 20, sid 40 - 41).



Figur 26. Avdunstningen från Piche-evaporimeter som funktion av luftströmningens hastighet. Mätning i rumsförhållanden. Heldragen kurva erhölls vid direkt mätning. Streckade kurvor visar funktionen $E_A = k\sqrt{u}$ för $|k| = 1.0$ respektive $|k| = 1.125$.

Vid vindhastigheter högre än cirka 6 m/s var avdunstningen oberoende av vindhastigheten.

The evaporation from Piche-evaporimeter as a function of the speed of the air flow. The measurement made in indoor conditions. Continuous curve was obtained at direct measurement. Broken curves show the function $E_A = k\sqrt{u}$ for $|k| = 1.0$ and $|k| = 1.125$ respektively.

Mätningar inomhus, vid medeltemperaturen 22.3°C och relativa luftfuktigheten 17 %, visar att antagandet ovan var sannolikt, figur 26. Kurvan över den uppmätta avdunstningen planar nämligen ut först vid högre vindhastigheter (> 6 m/s). Mätperioden för varje i figuren avsatt punkt omfattade knappt en timme vid högre vindhastigheter och upp till drygt 17 timmar vid svag luftrörelse förbi avdunstningsskivan (< 1.5 m/s). Figur 26 visar, för de förhållanden som rådde i rummet, att ett värde lika med 1 på konstanten i $E_A = k\sqrt{u}$ tämligen väl motsvarar den uppmätta kurvan för strömningshastigheter upp till drygt 2 m/s. Vid högre hastigheter erhölls bättre anpassning för något högre belopp på k. Från cirka 6 m/s och uppåt var överensstämmelsen dålig mellan uppmätta kurvan och kurvor enligt formeln $E_A = k\sqrt{u}$.

Studier av Piche-evaporimeterns vindberoende har också utförts i fält. Härvid har mätplatser med samma insolation, temperatur och luftfuktighet men olika vindhastighet jämförts med varandra. De två huvudobservationsplatserna A och B, 446 respektive 488 m ö h, på Dundrets sluttning valdes för studien. Förhållandet A/B i uppmätt atmometeravdunstning jämförs med förhållandet A/B i beräknad avdunstning (enligt $E_A = k\sqrt{u}$) dels vid övervägande soligt väder och dels vid övervägande molnigt väder. Under juni och juli 1962 förekom molnfritt respektive mulet väder enligt följande uppställning:

Grupp I Övervägande klart väder	Grupp II Övervägande mulet väder
7.6 kl 10 - 8.6 kl 10	8.6 kl 10 - 11.6 kl 20
28.6 kl 10 - 29.6 kl 7	27.6 kl 11 - 28.6 kl 10
11.7 kl 10 - 12.7 kl 10	2.7 kl 10 - 4.7 kl 10
25.7 kl 10 - 30.7 kl 14	9.7 kl 10 - 11.7 kl 10
	16.7 kl 10 - 18.7 kl 10
	19.7 kl 10 - 20.7 kl 10
	23.7 kl 10 - 24.7 kl 10

Varje period i vardera gruppen täcks av en avdunstningsmätning 0.5 m ö m. På grund av glesa atmometeravläsningar, högst en gång per dygn, kan inte timmar med mulet väder i grupp I och perioder med sol i grupp II utsorteras.

Lufttemperaturen och luftfuktigheten registrerades på mätplatserna på 0.5 m och medelvindhastigheten på 1.0 m höjd. Sedan temperatur, fuktighet och vindhastighet utvärderats varje hel timme, beräknades medelvärden för vardera gruppen, tabell 9.

TABELL 9. Dygnsmedelvärden av temperatur, relativ fuktighet och vindhastighet samt avdunstningen per dygn vid övervägande molnfritt (I) och mulet (II) väder på Dundrets mätplatser A1 och B1, juni och juli 1962.

Hourly mean values of temperature, relative humidity, wind speed, and the evaporation per day at mainly cloudless (I) and cloudy (II) weather at the places of measuerment A1 and B1 at Dundret, June and July 1962.

		A1, 446 m ö h				B1, 488 m ö h			
		Temp [1]	Rel fukt [2]	Vind [3]	Avdunstning [4]	Temp [1]	Rel fukt [2]	Vind [3]	Avdunstning [4]
		°C	%	m/s	ml	°C	%	m/s	ml
I	klart *Cloudless*	+12.3	48	1.1	5.6	+12.1	46	2.0	7.3
II	mulet *Cloudy*	+ 8.9	69	1.0	2.6	+ 8.8	69	1.8	2.9

1) Temperature
2) Relative humidity
3) Wind
4) Evaporation

Perioden med vackert väder hade drygt tre grader högre medeltemperatur och 20 % lägre luftfuktighet än den molniga perioden. Skillnaden i vindhastighet var liten mellan perioderna.

I tabellen kan man se att mätplatserna A och B tämligen väl motsvarade önskemålet om olika vindhastighet och samma temperatur och fuktighet inom respektive period. Proportionalitetskonstanten k i $E_A = k\sqrt{u}$ antas därför ha samma belopp i A och B under respektive period. Om man med hjälp av formeln $E_A = k\sqrt{u}$ beräknar avdunstningen i A och B och sedan bildar kvoten mellan dessa erhålles 0.74 för den soliga perioden och 0.75 för den

molninga. Motsvarande kvot i uppmätt avdunstning blev för den soliga och molniga perioden 0.77 respektive 0.90. Beräknad och uppmätt kvot mellan mätplatserna överensstämde tämligen väl under perioden med vackert väder men inte alls under den molniga perioden. Att från vindhastighetsmätningar dra slutsatser om avdunstningens fördelning eller omvänt från atmometermätningar sluta sig till vindhastighetsfördelningen är alltså inte möjligt vid låg instrålning. Sambandet $E_A = k\sqrt{u}$ gäller endast under förutsättning att den energimängd som tillfördes avdunstningskroppen, är stor nog för att helt försörja den turbulenta transporten med vattenånga. Vid låg instrålning nås den vindhastighetsgräns, över vilken atmometeravdunstningen inte längre påverkas av luftrörelsen, redan vid relativt låga värden. Att ungefär samma avdunstning uppmättes i A och B under de molniga dagarna kan, trots bibehållen stor skillnad i vindhastighet, förklaras av att B har haft fler och längre perioder med vindoberoende atmometeravdunstning än A.

Efter insättning av data från tabell 9 i Monteith - Penmans formel (ekv 30, $r_c=0$) kan visas att det större vindberoendet vid klart väder till ca 50 % beror på att uttrycket $(e_s'-e_a)$ var större vid klart väder.

Klara och soliga dagar lämnar största bidraget till den mängd avdunstning som erhålles under en månad eller längre period. Detta torde innebära att de perioder då uttrycket $E_A = k\sqrt{u}$ gäller, sannolikt får större vikt än perioder då uttrycket inte gäller. I tabell 10 prövas denna hypotes.

Överensstämmelsen mellan den beräknade och uppmätta kvoten i atmometeravdunstning per månad var under sommaren god. Den uppmätta kvoten var i genomsnitt för juni-juli 4 % högre än den beräknade. Den största differensen mellan kvoterna (0.09) inträffade i september. Formeln $E_A = k\sqrt{u}$ kan därför antas gälla även vid växlande väder under förutsättning att mätperioden infaller under sommaren och att den omfattar minst en månad.

Tabell 10. Uppmätt medelvindhastighet i m/s och atmometeravdunstning i mm på Dundret samt beräknade och uppmätta kvoter i avdunstning.

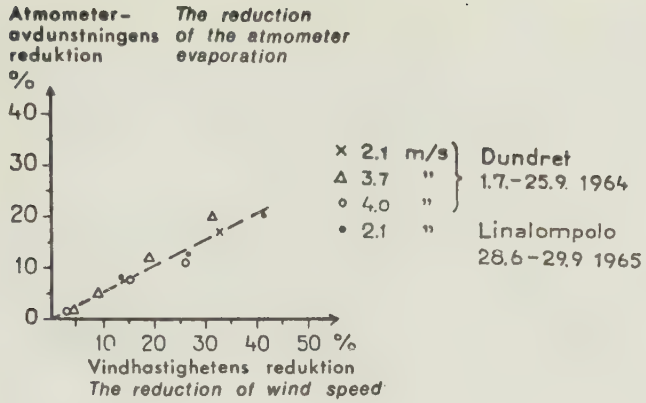
The mean wind speed in m/s and the atmometer evaporation in mm. at Dundret.

		Uppmätt vindhastighet *Measured wind speed* 1.0 m ö m m/s [1]			Uppmätt atmometer-avdunstning *Measured atmometer evaporation* 0.5 m ö m mm [1]			Beräknad avdunstnings-kvot *Calculated evaporation rate*		Uppmätt avdunstnings-kvot *Measured evaporation rate*	
Mätplats m ö h [2] *Place of measurement*		A 446	B 488	C 502	A 446	B 488	C 502	$\frac{A}{B}$	$\frac{A}{C}$	$\frac{A}{B}$	$\frac{A}{C}$
1962	juni/*June*	1.6	2.2	2.4	98	118	114	0.85	0.82	0.83	0.86
	juli/*July*	0.9	1.4	1.6	100	121	127	0.80	0.75	0.83	0.79
	sept./*Sept.*	0.9	1.7	1.7	36	47	44	0.73	0.73	0.77	0.82
1963	juni/*June*	1.6[3]	2.4	2.4[3]	99	118	115	0.82	0.82	0.84	0.86

1) *metres above ground level*
2) *metres above the see*
3) *estimated value*

5.3.3.2 Sambandet mellan vindhastighetens och atmometer-avdunstningens fördelning inom hyggets gränsområde.

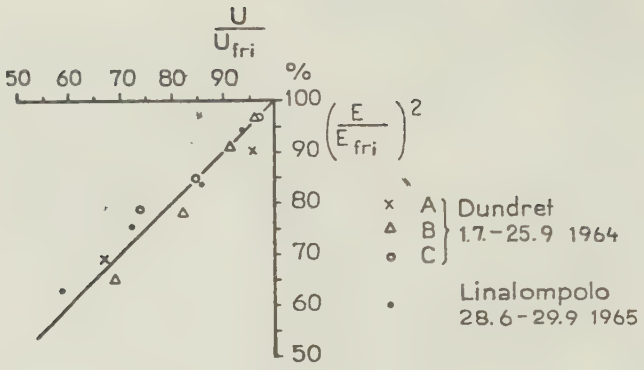
Skogskanter reducerar vindhastigheten och avdunstningen från atmometerar inom hyggens gränsområden. Svar sökes på frågan om det på hyggena finns något samband mellan vindhastighetens och atmometeravdunstningens reduktion och i så fall hur detta kan formuleras. I figur 27 har reduktionen i vindhastighet valts till oberoende variabel och avdunstningens reduktion till den beroende. Man kan i figuren utläsa att avdunstningen på hygge mätt med Piche-evaporimeter reducerades av intilliggande skog omkring hälften så mycket som vindhastigheten. Mätningarna under två somrar och på två skilda lokaler överensstämde härvidlag tämligen väl liksom mätningarna längs mätlinjer på olika höjd över havet på Dundret (A, B och C).



Figur 27. Reduktionen i atmometeravdunstningen (1.0 m ö m) som funktion av vindhastighetens (2.0 m ö m) reduktion från skogskant. Vindhastighetens och atmometeravdunstningens reduktion i % = $(1- \frac{U}{U_{fri}})$ 100 respektive $(1- \frac{E_A}{E_{A\,fri}})$ 100.

The reduction in the atmometer evaporation (1.0 m. above ground level) as a function of the reduction of the wind speed (2.0 metres above ground level) from forest edge. The reduction of the wind speed and the atmometer evaporation in per cent = $= (1- \frac{U}{U_{fri}})$ *100 and* $(1 - \frac{E_A}{E_{Afri}})$ *100 respectively.*

Det observerade sambandet ovan mellan vindhastighets- och avdunstningsreduktionen förklaras av att uttrycket $E_A = k\sqrt{u}$ gällde. I figur 28 är relativa vindhastigheten avsatt längs x-axeln och kvadraten på relativa atmometeravdunstningen längs y-axeln. Punkterna ligger omkring en rät linje med lutningen 45°. Detta betyder att konstanten i uttrycket ovan har haft nästan samma belopp i de olika mätpunkterna. Konstanten varierar emellertid med strålning, lufttemperatur och luftfuktighet. Eftersom inkommande strålningsenergin kan anses ha varit lika stor över hyggenas olika delar utom tätt intill skogskanter, torde variationen i genomsnitt i lufttemperatur och luftfuktighet på 1 m höjd över marken ha varit liten.



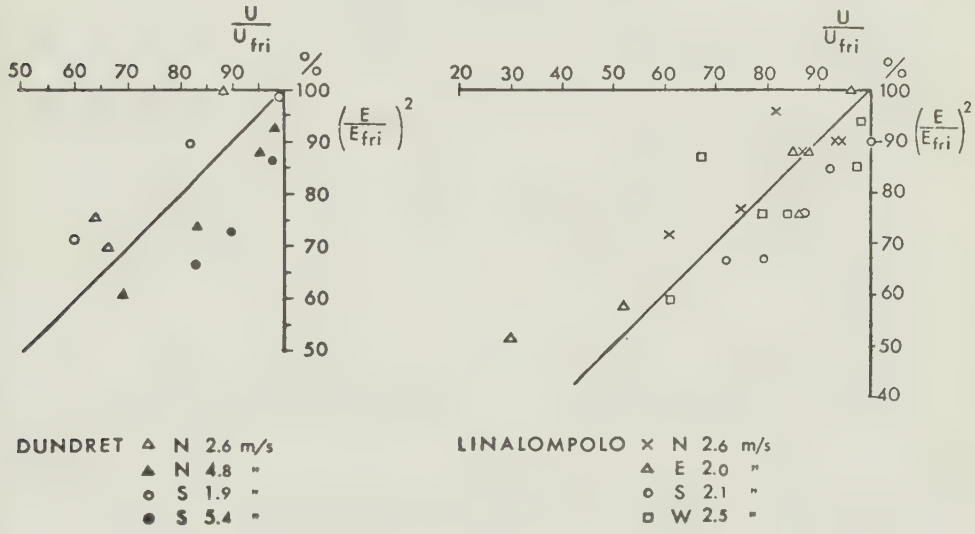
Figur 28. Sambandet mellan relativ vindhastighet $(\frac{U}{U_{fri}})$ (ca 2 m ö m) och kvadraten på relativ atmometeravdunstning $(\frac{E_A}{E_{A\,fri}})^2$ (1.0 m ö m) inom hyggets gränsområde. A, B och C är mätlinjer på 460-468, 490 och 502 m ö h.

The relationship between relative wind speed $(\frac{U}{U_{fri}})$ *(about 2 metres above ground level) and the square of relative atmometer evaporation* $(\frac{E_A}{E_{Afri}})^2$ *(1.0 metres above ground level) within the border district of the clear-felled area. A, B and C are lines of measurement at 460-468, 490 and 502 metres above sea level.*

Perioder har sannolikt förekommit, då avdunstningen varit oberoende av vindhastigheten. Dessa perioder bör dock ha inträffat samtidigt och haft samma omfattning på hyggets olika delar.

Summerat över hela sommaren var alltså fördelningen i atmometeravdunstning över hyggena väsentligen bestämd av vindhastighetsfördelningen. För en mätplats, vilken som helst, inom hyggets gränsområde var relativa atmometeravdunstningen direkt proportionell mot kvadratroten ur relativa vindhastigheten.

Resultaten i 5.3.2.2 från kortvariga mätningar vid en och samma medelvindriktning visade att reduktionen ändrades med vindriktning och vindhastighet. Det gjorde också sambandet mellan relativa avdunstningen och vindhastigheten. Då vindhastigheten på Dundret var 2 - 2.5 m/s erhölls, enlig figur 29 vänstra delen, förhållandevis hög relativ avdunstning på mätplatser med låg relativ vindhastighet (ofyllda markeringar). Punkterna ligger således ovanför den linje, som anger det genomsnittliga sambandet för hela sommaren.



Figur 29. Sambandet mellan relativ vindhastighet ($\frac{U}{U_{fri}}$) (ca 2 m ö m) och kvadraten på relativ atmometeravdunstning ($\frac{E_A}{E_{A\,fri}}$)^2 (1.0 m ö m) på hygge för olika vindhastigheter och vindriktningar.

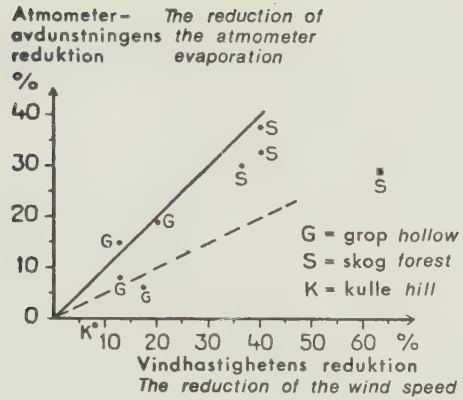
The relationship between relative wind speed ($\frac{U}{U_{fri}}$) *(about 2 metres above ground level) and the square on relative atmometer evaporation* ($\frac{E_A}{E_{A\,fri}}$)^2 *(1.0 metre above ground level) on clear-felled area for various wind speeds and wind directions.*

Omvända förhållandet inträffade vid frisk eller hård vind (≈ 5 m/s. 2 m ö m), då mätpunkter med hög relativ vind hade låg relativ avdunstning - punkterna i figuren ligger under linjen.

I Linalompolo, där medelvindhastigheten för de olika vindriktningarna endast varierade mellan 2.0 och 2.6 m/s influerades relationen mellan relativ vindhastighet och atmometeravdunstning av vindriktningen. Sydlig vind över Linalompolo innebär att vinden blåser parallellt med skogskanten med skogen liggande till höger och västlig vind att den blåser vinkelrätt in mot skogsbrynet. Flertalet punkter, som betecknar sydlig och västlig vind i figur 29, hamnade under den linje som anger det genomsnittliga sambandet. Figuren visar att för en och samma relativa vindhastighet (gå lodrätt i figuren) reducerades atmoneteravdunstningen mer vid sydlig och västlig vind än vid nordlig och ostlig vind.

5.3.3.3 Sambandet mellan vindhastigheten och atmometeravdunstningen inom skogens gränsområde och i gropar på hyggen.

Hittills har vindens och avdunstningens fördelning över hyggens plana områden behandlats. Atmometeravdunstningen reducerades där omkring hälften så mycket som vindhastigheten. Mätpunkter i gropar, svackor eller sänkor av varierande storlek hade lägre vindhastighet och atmometeravdunstning än på plan mark (figurerna 19-21). Kullen i figur 21 hade högre värden. På några mätplatser i skogens gränsområde och i ett par av groparna reducerades avdunstningen nästa lika mycket som vindhastigheten, figur 30. I andra gropar erhölls samma samband som för plan mark - streckade linjen i figur 30.



Figur 30. Reduktionen i avdunstningen från atmometrar (1.0 m ö m) som funktion av vindhastighetens reduktion (ca 2 m ö m) i gropar och på en kulle på hygge samt i gränsområdet inne i gles skog. Dundret sommaren 1964. Streckad linje anger det samband som rådde över plan mark på hygge (se fig. 27) och heldragen linje det samband som råder då vindhastighet och avdunstning reduceras lika mycket.

The reduction in the evaporation from atmometres (1.0 metre above ground level) as a function of the reduction of the wind speed (about 2 metres above ground level) in hollows and on a hill on clear-felled area as well as in the border district in sparse forest. Dundret the summer of 1964. Broken line indicates the relationship which prevailed above level ground on clear-felled area (see fig 27) and continuous line the prevailing relationship when wind speed and evaporation are equally reduced.

SAMMANFATTNING

För perioder med övervägande klart väder samt för långa mätperioder under sommaren - en månad och längre - med växlande väder kan förhållandet i atmometeravdunstning mellan två mätplatser skrivas:

$$E_{A1}/E_{A2} \approx \sqrt{U_1/U_2}, \text{ där}$$

U = medelvindhastigheten, under förutsättning att mätplatserna har samma strålningsförhållanden, temperatur och luftfuktighet samt att avdunstningen under perioder med vindoberoende avdunstning kan försummas i jämförelse med avdunstningen under perioder då den påverkas av vindhastigheten.

Under perioder omfattande hela somrar bestämdes atmometeravdunstningens fördelning över hyggets gränsområde av vindhastighetsfördelningen. Hyggena låg väster och söder om skogskanterna vårför inverkan av skuggning kunde försummas. Avdunstningen reducerades härvid av intilliggande skog med ungefär hälften så många procent som vindhastigheten eller mer precist uttryckt: den relativa atmometeravdunstningen var lika med kvadratroten ur relativa vindhastigheten. Under kortvarigare mätningar vid en och samma medelvindriktning utförda på hygget i Linalompolo och över Dundrets tallplantskog påverkades sambandet mellan vindhastighet och atmometeravdunstning av såväl vindens riktning i förhållande till skogskanten som vindens hastighet.

Vindhastigheten och atmometeravdunstningen minskade från hygge och till skogens gränsområde och likaså från plant hygge till gropar. I Linalompolo och på Dundret varierade reduktionen i atmometeravdunstning från hygge till skog respektive från plan mark till hyggesgropar från att vara lika med till att vara hälften av vindhastighetens reduktion.

5.4 VINDPROFILER ÖVER ETT HYGGE SAMT PROFILER FRÅN ATMOMETER-MÄTNINGAR

Skrovlighetsparametern erhålles från vindprofiler. Den är ett mått på markens och vegetationens ojämnhet. I avsnitt 1.2.4.4 nämndes, att vindprofilen är logaritmisk då temperaturskiktningen är neutral (sid 25). För att få vindprofiler, som är representativa för en markvegetation av viss typ och höjd, måste denna vara homogen och jämn och växa på horisontell och vidsträckt plan mark. Hyggen, som uppfyller dessa krav, är ytterst sällsynta. Om man överhuvudtaget erhåller logaritmiska vindprofiler på hyggen, förmodas skrovlighetsparametern (z_o) variera avsevärt från mätning till mätning. Värdet på z_o kan variera med både vindens hastighet och riktning.

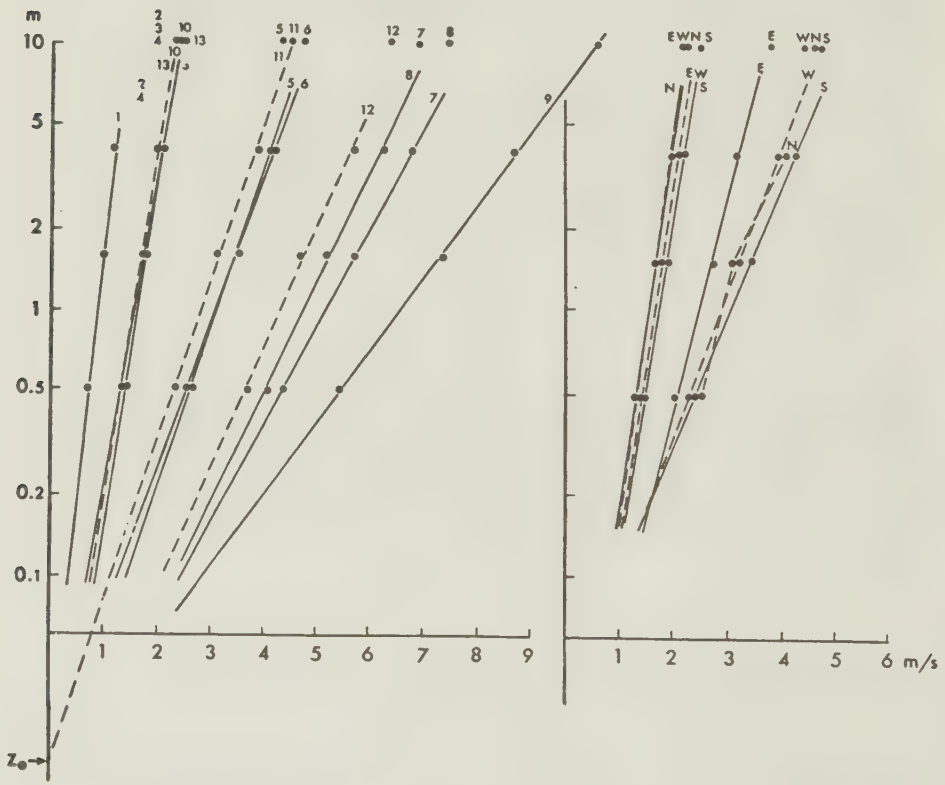
För jordbrukets grödor såsom olika sädeslag, potatis och olika slags gräs finns uppgifter på skrovlighetsparametern (SELLER 1965, CHANG 1968 m fl), men värden saknas för hyggesvegetation. Antingen görs hyggena för små (främst på kontinenten) eller om de görs stora nog, ligger de i kuperad terräng och har heterogent vegetationstäcke.

5.4.1 Vindprofiler och skrovligheten över ett höglägeshygge

Från beskrivningen i kapitel 3 kan man utläsa att hygget på Linalompolo, för att ligga på skogsmark, var plant och hade homogen vegetation. Området kan därför vara lämpat för vindprofil- och energibalansstudier. Inverkan av ojämn fördelning i hinder, vegetation och topografi, torde framträda i vindprofiler uppmätta vid olika vindriktningar och hastigheter.

I Linalompolo har mätsäsongen under sommaren indelats i perioder (sid 79). Inom vardera perioden har fall med neutral temperatur-

skiktning utvalts och medelvindprofiler beräknats för olika vindhastighetsklasser (bilaga 5.4, tabell 1 och 2). Av 27 studerade medelvindprofiler avvek endast 6 från logaritmiska vindlagen. Vindprofilen ansågs vara avvikande när ett medelvärde låg mer än 0.1 m/s från den genomsnittliga räta linjen.



Figur 31. Medelvindprofiler vid neutral temperaturskiktning dels för olika medelvindhastigheter och dels för olika huvudvindriktningar. Höjden över marken anges i logaritmisk skala.

Mean wind profiles at near adiabatic conditions for various mean wind speeds as well as for various main wind directions. The height above ground level is indicated on a logarithm scale.

De logaritmiska vindprofilerna visas i figur 31. Medelvindhastigheten har på 4 m höjd varierat mellan 1 och 9 m/s. Linjernas skärning med ordinatan (u = 0) ger skrovlighetsparametern z_o. På grund av låga värden på z_o ökade vinden måttligt med höjden över marken. Jämförelsevis små fel i vindmätningen kan därför medföra stora fel i z_o-värdena. Tabell 11 ger z_o-värdena för vindprofilerna i figur 31.

Mätningarna under sommarmånaderna åren 1967, 1968 och 1969 gav z_o-värden som varierade mellan 0.4 och 2.7 cm. För hela mätperioden 1967 samt i medeltal under alla tre somrarna blev z_o = 1.1 cm. Standardavvikelsen var 0.7. Värdet ökade i genomsnitt något, då vindhastigheten steg från ca 2 till 4 m/s (4 m ö m) men avtog sedan med ökande vind (tabell 11). Vid svag vind var variationen med vindriktningen liten (figur 31, högra delen) och z_o-värdena var låga. Såväl beloppet på som variationen i z_o ökade till nästa hastighetsområde (ca 4 m/s). När vinden var nordlig och omkring 4 m/s erhölls inte någon logaritmisk vindprofil. Man kan inte urskilja någon variation i z_o med tiden, varken under en och samma sommar eller mellan olika somrar (1967-69). Ändringen i hyggesvegetationen var för liten för att påverka z_o.

Tabell 11. Skrovlighetsparametervärden (z_o) beräknade från medelvindprofiler över Linalompolohygget, somrarna 1967-1969.
The roughness parameter from different mean wind profiles over a clearing at Linalompolo, the summers of 1967-69.

Period no	Antal profiler Number of profiles	Medelvind-hast. 4 m ö m Mean wind velocity at 4 m m/s	z_o cm	Period m hvd vindrktn. Period with mean wind direction	Antal profiler Number of profiles	Medelvind-hast. 4 m ö m Mean wind velocity at 4 m m/s	z_o cm
1	23	1.1	2.0	N	17	2.0	0.4
2	23	2.1	0.7	E	46	2.0	0.6
3	37	2.1	1.5	S	24	2.2	0.4
4	45	2.1	0.7	W	17	2.2	0.5
5	39	4.1	1.3				
6	31	4.2	2.0	N	64	4.1	-
7	20	6.8	1.2	E	17	3.2	0.8
8	21	5.2	1.0	S	38	4.3	2.7
9	17	8.7	1.6	W	35	4.0	2.0
21.6-31.8 1967	281	3.7	1.1				
10	62	2.1	1.1				
11	53	3.9	2.0				
12	13	5.7	1.1				
13	61	2.0	0.8				

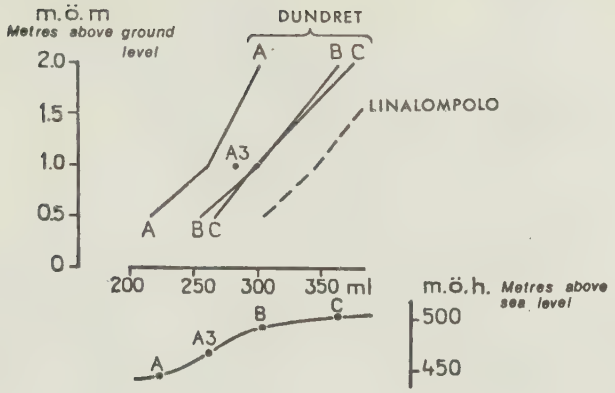
Skrovlighetsparameterns värde varierade alltså mellan 0.4 och 2.7 cm över ett höglägeshygge med 1-5 cm tjockt lavtäcke omfattande 60 % av totala ytan och med fläckar av upp till 10 cm hög risvegetation. Som jämförelse kan nämnas att SUTTON (1953, sid 233) anger z_o-värdena 0.7 och 2.3 cm över glest respektive tjockt gräs, som var upp till 10 cm högt (U_{2m} = 5 m/s). Skrovlighetsparameterns värde var alltså lågt på Linalompolohygget trots inverkan av hinder såsom kullar, glest stående stubbar, buskar o s v. Variationen med vindens hastighet och riktning var liten. Man måste dock här beakta att z_o-värdena erhållits från medelprofiler. I vardera medelprofilen ingår minst 13 vindprofiler.

5.4.2 Profiler från atmometermätningar

Tidigare har visats att avdunstningen från Piche-evaporimetern ökar med vindhastigheten, åtminstone så länge hastigheten ligger under ett visst gränsvärde (5.3.3.1). Man kan därför förmoda att atmometeravdunstningen ökar med mäthöjden. Så var också förhållandet på Dundret och i Linalompolo, figur 32. Avdunstningen ökade från 0.5 till 2.0 m nivån med 39-43 % på Dundret och från 0.5 till 1.5 m nivån med 23 % i Linalompolo.

I avsnitt 5.3.3.1 erhölls sambandet $E_{A1}/E_{A2} = \sqrt{U_1/U_2}$ för mätplatserna 1 och 2 om de hade samma strålning, temperatur och fuktighet och när vädret var övervägande klart.

Konstanten i empiriska sambandet $E_A = k\sqrt{u}$ mellan atmometeravdunstning och vindhastighet hade alltså samma värde på mätplatserna. Om k också är konstant med höjden över marken, kan vindprofiler deduceras från profiler uppmätta med Piche-evaporimetrar.

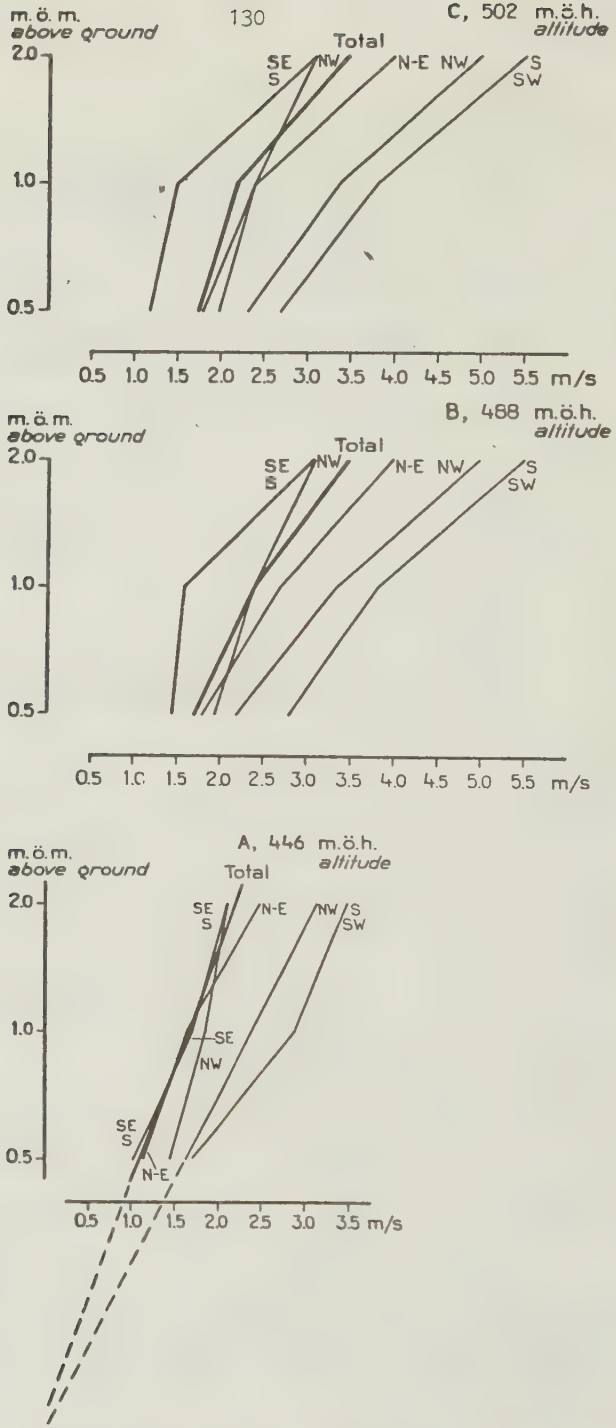


Figur 32. Avdunstningen i ml, uppmätt med atmometrar (Piche) på olika höjd över marken. Dundret, juli - sept. 1964 och Linalompolo, juni - sept. 1965.

The evaporation in ml, measured by means of atmometers (Piche) at various height above ground level. Dundret, July-September 1964 and Linalompolo, June-September 1965.

På Dundret, där mätningen utfördes på en sluttning och i gläntor i en tallplantskog (120-150 cm hög), erhölls beräknade vindprofiler enligt figur 33. Man kan observera att profilerna varierade med vindens riktning och hastighet d v s att hindren runt mätplatsen starkt påverkade mätningen. De högst över havet belägna mätplatserna B och C hade likartade profiler med förhållandevis höga vindhastigheter på 2.0 m höjd. Profilerna från den mätplats (A), som låg längst ner på sluttningen, avvek markant från profilerna i B och C. På mätplats A erhölls en logaritmisk profil i genomsnitt för hela mätperioden, z_o = 13 cm (U_{2m} = 2.2 m/s).

De från avdunstningsprofilerna beräknade vindprofilerna i Linalompolo avspeglar en betydligt mer öppet belägen mätplats med jämnare mark än på Dundret. Flera av perioderna gav logaritmiska profiler, figur 34. I tabell 12 framgår det, att z_o-värdena varierade mellan 1 och 14 cm och att värdet för hela mätsäsongen uppgick till 5 cm ($U_{1.5m}$ = 1.9 m/s).



Figur 33. Vindprofiler deducerade från atmometermätningar (enligt $E \approx$ konst $\sqrt{u}$) vid varierande vindförhållanden. Dundret, juli - sept. 1964.

Wind profiles deduced from atmometer measurements (according to $E \approx$ konst $\sqrt{u}$) at varying wind conditions. Dundret, July-September 1964.

TABELL 12. Skrovlighetsparametern (z_o) beräknad från vertikal evaporimetermätning. Linalompolo 1965.

Roughness parameter (z_o) calculated from vertical evaporimeter measurement. Linalompolo 1965.

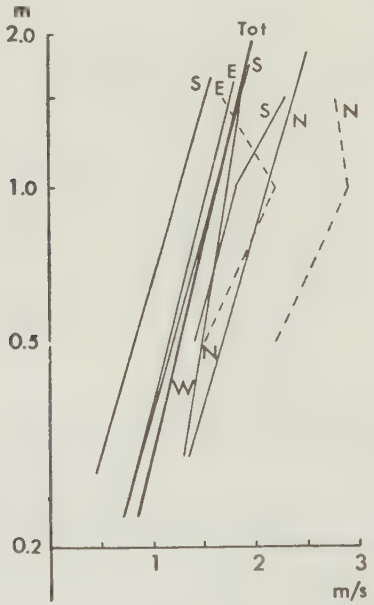
Vindriktning *Wind direction*	Period *Period*	Medelvindhastighet m/s 1.5 m ö m *Mean wind speed m/s*	z_o cm
N	30.6-2.7	2.8	-
N	9-11.8	1.9	1
N	30.6-2.7, 9-11.8, 13-16.8	2.4	4
E	26-30.7	1.8	6
E	6-8.9	1.7	-
S	27-30.8	1.5	14
S	25-27.8, 30.8-1.9	2.3	-
S	18-20.8, 25.8-1.9 3-6.9	1.9	7
W	2-5.7, 20-22.9	2.3	7
Växl totalt	28.6-22.9	1.9	5

Från vindprofiler i masten erhölls medelvärdet 1.1 cm. Det från atmometeravdunstningsprofiler beräknade genomsnittsvärdet på skrovlighetsparametern var alltså något större. Möjligen kan man förklara de högre z_o-värdena vid atmometermätningen med att största avdunstningen äger rum vid labil temperaturskiktning dvs under perioder med stor instrålning. Labil skiktning i jämförelse med neutral skiktning medför snabbare vindökning med höjden, i lägsta luftskikt se fig 35, och därmed ökad atmometeravdunstning de första metrarna över marken.

Atmometerprofiler ger alltså en viss uppfattning om skrovligheten. Men vindprofilen från masten (figur 35) visar också att största ändringen låg i skiktet 0.5 till 1.6 m, dvs i just det skikt, inom vilket atmometrarna var placerade. Om en vertikal evaporimetermätning troget skulle återge vindprofilen vid labil skiktning, borde krökningen också framträda i atmometermätningens vindprofil. Så var inte fallet. Resultaten tyder på att profiler erhållna från vertikala evaporimetermätningar inte är direkt jämförbara med uppmätta vindprofiler. Metoden bygger på förutsättningen att konstanten i uttrycket $E_A \simeq k\sqrt{u}$ har approximativt

samma belopp på alla mäthöjderna. I konstanten ingår ångtrycksdeficit ($e_s - e_a$), vilket sannolikt varierat något med höjden över marken. Ju större avståndet mellan mätnivåerna är, desto större ändring av proportionalitetskonstanten k kan befaras.

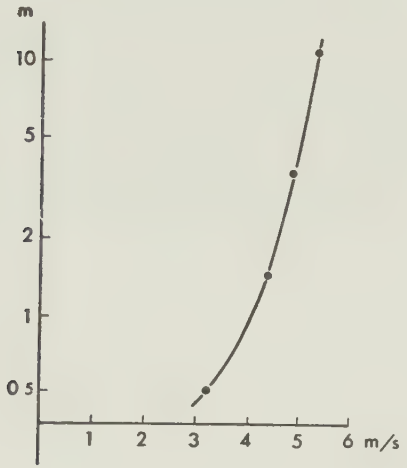
Liksom fallet var vid studiet av sambandet mellan horisontella fördelningen i atmometeravdunstning och vindhastighet (avsnitt 5.3.3) måste sambandet mellan profilerna studeras vid övervägande klart väder. Vid mulet väder är sannolikheten stor - ökar med mäthöjden - för en atmometeravdunstning oberoende av vindhastigheten (sid 117). Profilerna från Dundret (figur 33 och flertalet profiler från Linalompolo (figur 34) uppmättes vid övervägande klart väder. Två av profilerna i Linalompolo, streckade i figur 34, uppmättes emellertid vid molnig väderlek (6-8.9 och 30.6-2.7 1966). Under dessa perioder har den högst belägna mätpunkten



Figur 34. Vindprofiler, deducerade från atmometermätningar, vid varierande vindförhållanden. De streckade kurvorna uppmättes vid molnig väderlek och de övriga vid växlande molnighet. Linalompolo, juni - sept. 1965.

Wind profiles deduced from atmometer measurements at varying wind conditions. The broken curves were measured at cloudy weather and the others at varying cloudiness. Linalompolo, June-September 1965.

sannolikt haft längre och/eller fler perioder med vindoberoende avdunstning än de lägre mätpunkterna.



Figur 35. Medelvindprofil vid labil temperaturskiktning. Vindhastighetsmätning i mast i Linalompolo 21.6 - 22.7 1967 och 26.6 - 30.7 1968.
($\Delta T_{0.5\text{-}1.6\ m} \geq 1.0^{\circ}C$; $\Delta T_{1.6\text{-}4\ m} \geq 0.5^{\circ}C$)

Mean wind profile at lapse. Wind speed measurement in mast at Linalompolo 21.6-22.7 1967 and 26.6-30.7 1968.

SAMMANFATTNING

Skrovlighetsparametern (z_o) uppmätt från medelvindprofiler under tre somrar var på hygget i Linalompolo 1.1 cm över låg lav med fläckar av högre risvegetation. Värdet på z_o varierade mellan 0.4 och 2.7 cm. Variationen i z_o-värdena med vindens hastighet och riktning var ringa.

Vindprofiler deducerade från atmometerprofiler var inte helt jämförbara med direkt uppmätta vindprofiler. Genom att jämföra atmometerprofiler uppmätta på olika platser med varandra, kan man få en viss uppfattning om hur en mätplats är belägen i förhållande till en annan med avseende på påverkan från hinder i närmaste omgivningen och från markojämnheter. Jämförelsen bör utföras under sommaren och under perioder med övervägande klart väder och svag till måttlig vind. Markens större lutning samt markens och vegetationens större ojämnhet på Dundret än i Linalompolo avspeglades i profilmätningarna genom att profilerna på Dundret starkt påverkades av vindens hastighet och riktning.

5.5 EXEMPEL PÅ HYGGENS POTENTIELLA EVAPORATION, ENERGIBUDGET OCH EVAPOTRANSPIRATION.

Hittills har redovisats avdunstningsmätningar utförda med atmometrar, Piche-evaporimetrar. Dessa mätningar är representativa för avdunstningen från små våta ytor på instrumenthöjd. Men de är otillförlitliga, då man söker den potentiella avdunstningen från mark och markvegetation och oanvändbara, då man söker den aktuella avdunstningen. I föreliggande avsnitt redovisas några månaders potentiella evaporation (E_{pw}) på Dundret och Linalompolohygget. E_{pw} är ett mått på potentiella evapotranspirationen och kan beräknas med hjälp av Penmans formel (1.3.4). Vidare kommer att redovisas energibudget och aktuell evapotranspiration för ett par sommardagar i Linalompolo. Evapotranspirationen kan erhållas som restterm i energibudgetekvationen (1.3.3.3), sedan övriga termer i ekvationen uppmätts eller beräknats var för sig. Slutligen redovisas ett försök, där evapotranspirationen relateras till vindhastigheten. Det kan vara intressant att jämföra evapotranspirationens eventuella vindhastighetsberoende med atmometermätningens. Den senares vindberoende har behandlats tämligen ingående i avsnitt 5.3.3.

5.5.1 Potentiella evaporationen (E_{pw})

Den genomsnittliga potentiella evapotranspirationen i Sverige för normalperioden 1931-1960 har redovisats av WALLÉN 1966. Härvid valde han Penmans formel som bästa metod. I tabell 13 anges Walléns normalvärden för Kiruna och Haparanda i potentiell evaporation, E_{pw}, (ETP_w i Walléns arbete), dvs av avdunstningen från fri vattenyta enligt Penman. Det sydligare och lägre över havet belägna Haparanda har ca 12 % högre E_{pw} än Kiruna under maj-juni och 7 % högre E_{pw} under juli-augusti.

Tabell 13 Potentiell evaporation (E_{pw}) och nederbörd (P) i mm.
Potential evaporation (E_{pw}) and precipitation (P) in mm.

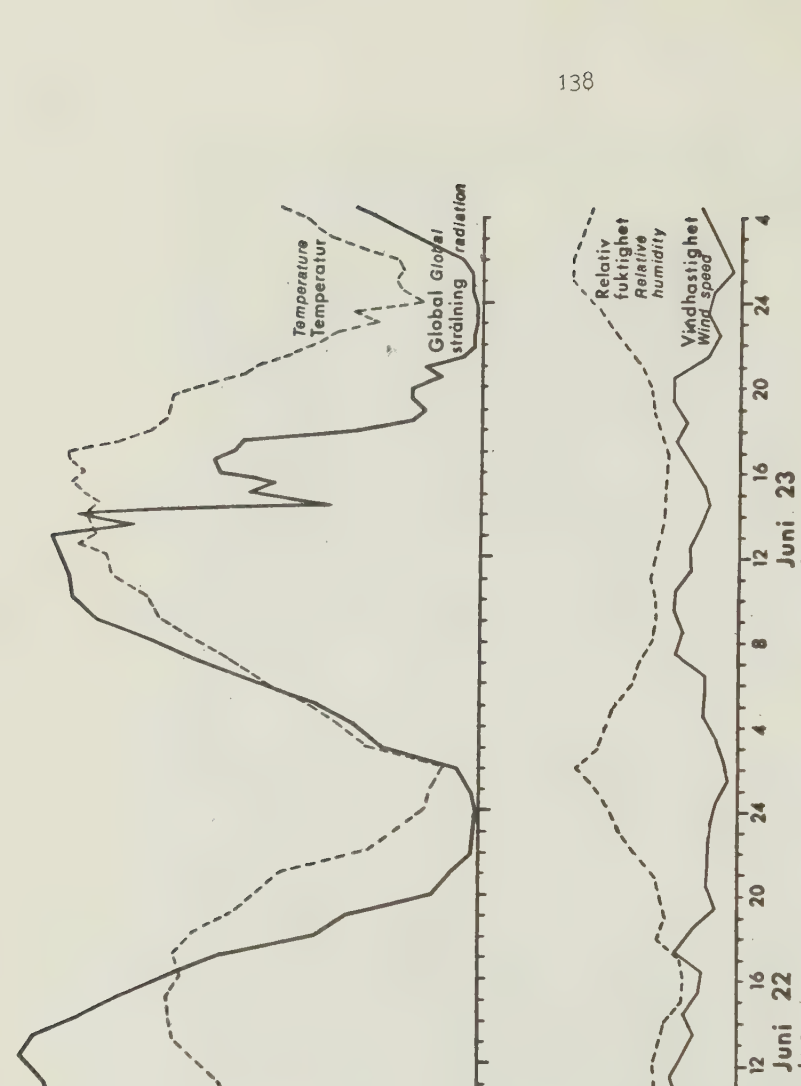
			E_{pw}	E_{pw} / day	P	Kiruna 1931-1960 enl. WALLÉN E_{pw}	Kiruna 1931-1960 enl. WALLÉN P	Haparanda 1966 E_{pw}	Haparanda 1966 P
DUNDRET	1962	May	40	1.3	22	89	37	110	30
		June	88	2.9	32	116	64	153	41
		July	99	3.2	59	122	86	156	54
		August	52	1.7	123	72	74	99	71
		September	24	0.8	116	24	57	35	65
		October	1	0.0	15	-2	36	8	53
	1963	May	84	2.7	33	89	37	110	30
		June	86	2.9	51	116	64	153	41
LINALOMPOLO	1967	July	78	2.5	90	122	86	156	54
		August	34	1.1	70	72	74	99	71
	1968	July	87	2.8	28	122	86	156	54
		August	65	2.1	27	72	74	99	71
	1969	July	98	3.2	43	122	86	156	54
		August	84	2.7	52	72	74	99	71
	1969	20.6-10.8	135	4.4					
	22 överv. klara dagar *22 mostly clear days*								

Sommaren 1962 var molnig och extremt kall och E_{pw} på Dundrets försöksområde var avsevärt lägre än Kirunas och Haparandas normalvärden. Även i Linalompolo erhölls låga avdunstningsmängder och endast mängden i augusti 1969 var högre än Kirunas. Trots överlag låga E_{pw}-värden var dessa dock större än regnmängden under inte mindre än nio av de i tabellen redovisade tolv vår- och sommarmånaderna. Under perioder med låg nederbördsmängd måste alltså vattenreserver i marken uttnyttjas för att vidmakthålla en hög avdunstning. Potentiella evaporationen var nämligen relativt hög under övervägande molnfria sommardagar. En avdunstning på i genomsitt 4.4 mm per dag erhölls sålunda 1969 för 22 dagar med en medelnettostrålning på 1375 J/cm^2 dag (tabell 13). Molniga och kalla dagar, som ingår i en månadssumma medför givetvis, att man får en mindre mängd per månad. Avdunstningen (E_{pw}) var sålunda 2.9 mm per dygn i genomsnitt under de fyra juli-månaderna i tabell 13.

Penmans formel består av en aerodynamisk energiterm, dvs värme tas från luften för avdunstning, och en strålningsenergiterm (1.3.4, sid 50). I bilaga 5.5 tabell 1 finns angivet förhållandet mellan de båda termerna. Under sommaren, juni-augusti, var den aerodynamiska termen i medeltal 23 % av energitermen. Vår och höst samt kalla och molniga sommarmånader erhölls högre relativa tal, d v s den aerodynamiska termen ökar i relativ betydelse då strålning och temperatur avtar. Under oktober 1962 var den större än energitermen. Den aerodynamiska termen hade mindre betydelse på Dundret än i Linalompolo under sommaren på grund av högre relativ luftfuktighet på Dundret. Vindhastigheten, som ingår i den aerodynamiska termen, hade liten inverkan på avdunstningen. I Penmans formel är den multiplicerad med en konstant med beloppet 0.01.

5.5.2 Ett höglägeshygges energibudget och avdunstning under fyra sommardygn.

Studier av energibalansen och särskilt av avdunstningen utfördes på Linalompolohygget under dygnen 22 och 23 juni 1969, 17 juli 1967 och 6 augusti 1968. Endast få dygn under mätperioderna hade förhållanden, som var ideala för metoderna (se nedan). Av föregående avsnitt framgick att den med Penmans formel beräknade potentiella evaporationen, E_{pw}, uppgick till 4.4 mm per dygn vid klart väder. Den aktuella evapotranspirationen är i regel lägre än E_{pw}. Evapotranspirationen påverkas förutom av vädret av mängden tillgängligt vatten i marken. Särskilt vattenhalten i markens ytligaste skikt, vanligen förnaskiktet och humuslagret, inverkar på evaporationen. Ofta torkar detta ytliga skikt ganska snabbt och evaporationen är därefter låg. I evapotranspiration ingår förutom evaporation också transpiration. Transpirationen påverkas bl a av växttäckets sammansättning, totala bladyta, fysiologiska tillstånd och vattenstatus samt bladens form.



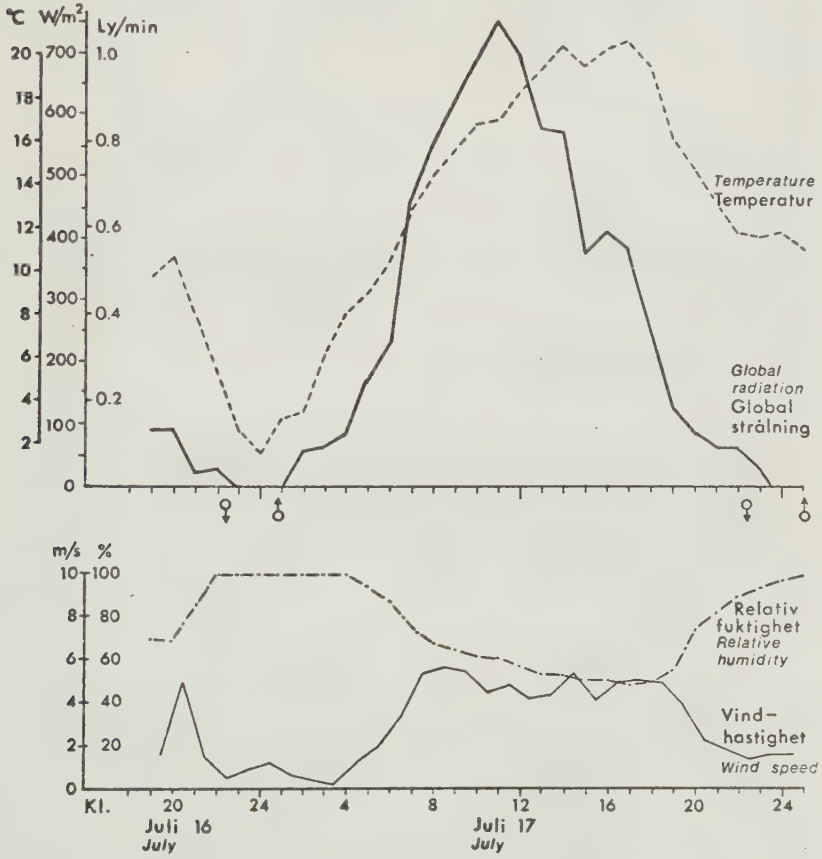
Figur 36. Globalstrålningen, lufttemperaturen 50 cm ö m, luftfuktigheten och vindhastigheten 160 cm ö m på Linalompolohygget den 21 – 23 juni 1969.

The global radiation, the air temperature 50 cm above ground level, the air humidity and the wind speed 160 cm above ground level on the clear-felled area at Linalompolo. June 21–23 1969.

5.5.2.1 Förutsättningar beträffande väderlek och tillstånd i vegetation och mark.

Väderleken

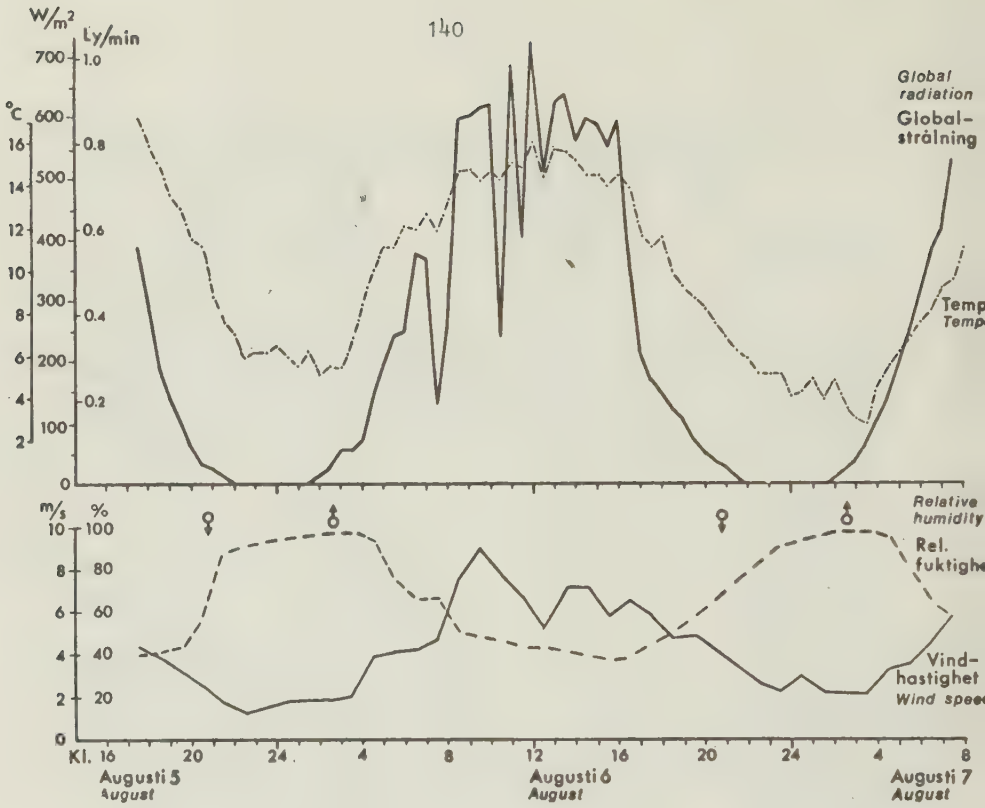
En förutsättning för att man skall erhålla godtagbara värden på evapotranspirationen beräknad med profil- och energibalansmetoderna är att advektionen skall kunna försummas (1.3.3.2 sid 44 och 1.3.3.3 sid 47).



ır 37 och 38. Globalstrålningen, lufttemperaturen 50 cm ö m, luftfuktigheten och vindhastigheten 160 cm ö m på Linalompolohygget den 16 - 17 juli 1967 (fig. 37) och den 5 - 7 augusti 1968 (fig. 38)

♂ och ♀ = Tidpunkten för solens upp- och nedgång

The global radiation, the air temperature 50 cm above ground level, the air humidity and the wind speed 160 cm above ground level on the clear-felled area at Linalompolo, July 16-17 1967 (fig 37) and August 5-7 1968 (fig 38).



Figur 38. Text se figur 37.
Text see figure 37.

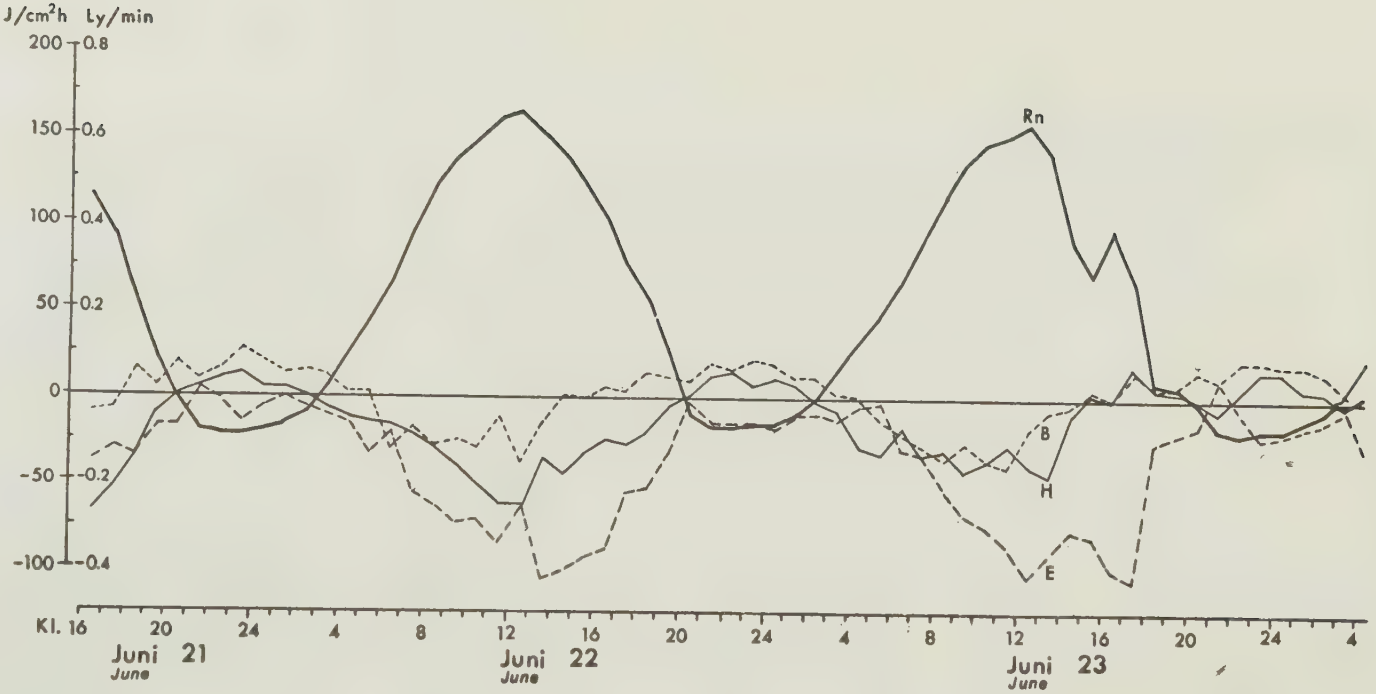
Vad beträffar vädret bör detta vara enhetligt, d v s det bör vara molnfritt eller helmulet. Dygn med klart väder valdes för studien på grund av större potentiell avdunstning och daglig gång i meteorologiska faktorer. Det visade sig dock vara svårt att finna helt molnfria dygn, trots att mätningar utförts under tre somrar. I figurerna 36 - 38 redovisas globalstrålningen, lufttemperaturen, luftfuktigheten och vindhastigheten under de perioder som slutligen utvaldes för energibalans- och avdunstningsstudier. Det var helt molnfritt väder endast under ett dygn, nämligen den 22 juni 1969, fig 36. Under de övriga, fig 36 - 38, erhölls tidvis nedsatt globalstrålning när mätplatsen kortvarigt skuggades av små, lätta stackmoln, vilka bildades söder och sydväst om hygget. Under junidagarna förekom globalstrålning - midnattssol - hela dygnet men hygget skuggades av fjäll norr om hygget från kl 22 till 1^{30}. Dygnsamplituden i temperaturen, fuktigheten och vindhastigheten var stor, vilket är typiskt för övervägande klara sommardygn. Kurvorna i figurerna 36 - 38 visar att vädret gav goda förutsättningar för hög avdunstning och för stor dygns-

amplitud i energibudgetekvationens termer. Advektion i samband med liten men dock växlande molnighet kan tidvis ha påverkat mätningen.

Vegetations- och markförhållanden

Hyggets bottenskikt dominerades somrarna 1967-69 av Cladonia-arter (renlavar) med 60 % täckning (kap 3 tab 3). Avdunstningen från vattenmättade lavar är hög. De torkar alltså snabbt. KERSHAW och ROUSE (1971) har undersökt ett lavtäckes vattenhushållning och redovisar bl a energibudgeten en klar sommardag. De fann att den energi, som använts för avdunstning från ett på morgonen vattenmättat lavtäcke var ca 50 % av nettostrålningen. Lavarna hade torkat ut på ytan redan kl 9 och på 4 cm djup kl 12. Trots detta erhölls förhållandevis hög avdunstning ända in på kvällen. Linalompolohygget täcktes också till ca 30 % av låg risvegetation, huvudsakligen kråkris och ljung. Vegetation med större avdunstningskapacitet såsom björksly (under 20 cm höjd) förekom också och täckte ca 10 %. Transpirationen från hedvegetation är förhållandevis låg. PISEK och CARTELLIERI (1941) uppmätte med hjälp av snabbvägningsmetoden 1.6 - 3.1 mm avdunstning från hed ("dvärgbuskar") under varma sommardagar. Som jämförelse kan nämnas att de erhöll 15.5 mm per dygn från sank gräsmark och 4.5 mm från frodig gräsvall. En avdunstningsmängd på mer än 5 mm per dygn torde endast vara möjlig från Linalompolohygget när lavarna är vattenmättade d v s omedelbart efter snösmältningen och efter regn.

Alla mätperioderna föregicks av minst fyra nederbördsfria dagar och någon dagg förekom inte heller. Vattenhalten i marken torde trots detta ha varit hög den 22 och 23 juni 1969. Smältvatten låg då ännu kvar i gropar. Lavtäcket var emellertid yttorrt på högländ mark. Lavarna var också uttorkade under juli- och augusti-mätningarna. Det torde sålunda inte ha funnits några förutsättningar för hög avdunstning från lavvegetationen utom möjligen från spridda fläckar den 22 - 23 juni. Avdunstningen från risvegetationen behandlas på sidorna 150 - 151 .



Figur 39. Huvudkomponenterna för markvegetationsytans energiutbyte på Linalompolohygget tiden 21 - 23 juni 1969.

Rn = nettostrålningen, B = värmeflödet till och från marken, H = turbulena sensibla värmeflödet, E = turbulenta latenta värmeflödet.

The main components of the energy exchange of the ground vegetation on the clear-felled area at Linalompolo, June 21-23, 1969.

Profil- och energibalansmetoderna förutsätter, som nämnts i föregående avsnitt, att advektionen skall kunna försummas. Detta kan man göra om marken är vidsträckt horisontell och plan och täckt med jämn och homogen vegetation. Skrovlighetsparametern (z_o) är ett uttryck för markens och vegetationens ojämnhet (sid 26). Trots långt ifrån ideala mark- och vegetationsförhållanden på Linalompolohygget erhölls från medelvindprofilerna låga värden på skrovlighetsparametern (5.4). Variationen med vindhastighet och vindriktning var också liten.

5.5.2.2 Energibudgeten

Med ovan givna förutsättningar vad beträffar väderlek, markens och vegetationens jämnhet, sammansättning och fuktighetstillstånd erhölls den energibudget som visas i figurerna 39 - 41. Kurvorna sammanbinder punkter, som anger hur mycket energi eller värme som till- eller bortfördes från en horisontell enhetsyta i genomsnitt under en timme. Vid energiinkomst, d v s då vertikala flödena är riktade mot ytan ligger kurvorna över nollinjen (positiva värden) och vid förlust, d v s vertikala flödena är riktade ut från ytan, ligger kurvorna under linjen (negativa värden). Vertikala flödet d v s den vertikala transporten av värme från och till ytan, sker huvudsakligen genom de fyra överföringsprocesserna: strålning (Rn), turbulent transport av sensibelt värme (H), turbulent transport av latent värme (E) och värmeledning i mark och växter (B). De fyra flödena antas balansera varandra. Observera att flödet E erhållits som restterm i energibalansekvationen, sedan de övriga termerna uppmätts eller beräknats var för sig (kapitel 4).

Energibalansen under den period av dygnet, då nettostrålningen varit positiv.

Eftersom det var sommar och molnigheten ringa, erhöll vegetationen en stor mängd strålningsenergi (tabell 14). Nettostrålnings-

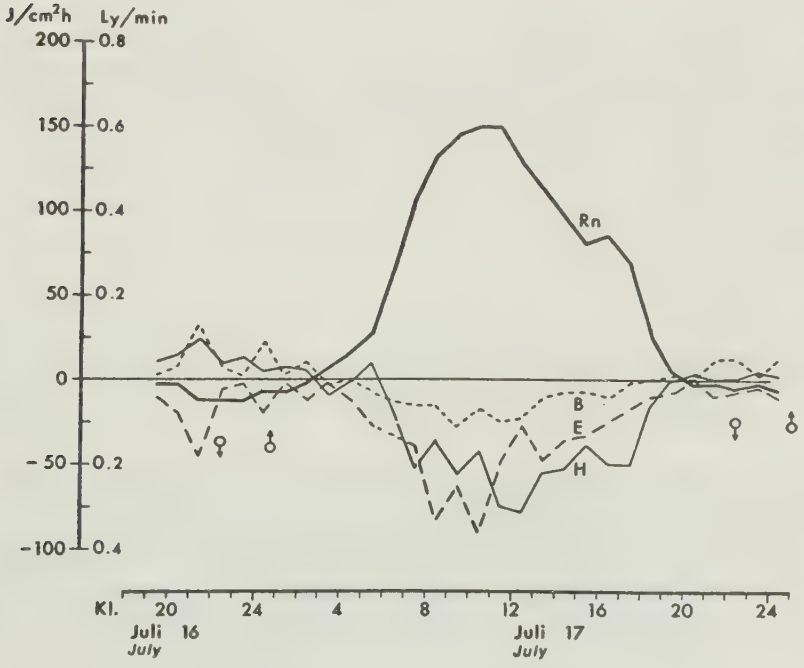
TABELL 14. Energimängd per ytenhet, J/cm^2, globalstrålning (G), nettostrålning (Rn), värmeflöde i mark (B), sensibelt värmeflöde (H) och latent värmeflöde (E) under fyra övervägande molnfria dygn på Linalompolohygget.

Quantity of energy per unit area, J/cm^2, global radiation (G), net radiation (Rn), heat flow in ground (B), sensible heat flow (H) and latent heat flow (E) during four mostly cloudless days on the clear-felled area at Linalompolo.

Perid		*June 22, 1969* 22 juni 1969 G	Rn	B	H	E	*June 23, 1969* 23 juni 1969 G	Rn	B	H	E	*July 17, 1967* 17 juli 1967 G	Rn	B	H	E	*August 6, 1968* 6 augusti 1968 G	Rn	B	H	E
Dygn	*Day*	2913	1556	-18	-468	-1070	2640	1389	-68	-285	-1038	2646	1374	-113	-601	-662	2130	1138	-10	-274	-854
Period m. positiv nettostrålning	*Period with positive net radiation*	2830	1664	-136	-516	-1012	2551	1472	-189	-318	-967	2550	1404	-176	-626	-604	2050	1304	-169	-385	-751
Period m. negativ nettostrålning	*Period with negative net radiation*	83	-108	118	48	-58	88	-83	121	33	-71	96	-30	63	25	-58	81	-166	159	111	-103
kl 5-10		881	467	-98	-126	-244	883	462	-121	-156	-186	834	477	-78	-153	-246	609	465	-149	-113	-204
" 10-14		1025	631	-96	-213	-321	936	606	-101	-151	-354	965	543	-76	-251	-216	645	500	-66	-179	-256
" 14-19		796	510	30	-151	-390	543	346	23	20	-389	640	356	-28	-209	-121	648	311	43	-93	-261

energimängden (Rn) under den tid på dygnet som hade positiv nettostrålning var emellertid i genomsnitt 59 % av mängden globalstrålning (G). Strålningsförluster förosakades av vegetationens och markytans emission av långvågsstrålning samt av att en del av globalstrålningen reflekterades av vegetations- och markytan. Linalompolohyggets albedo var sålunda i genomsnitt 15 % vid mätningar under juli 1965 (ODIN & PERTTU 1966).

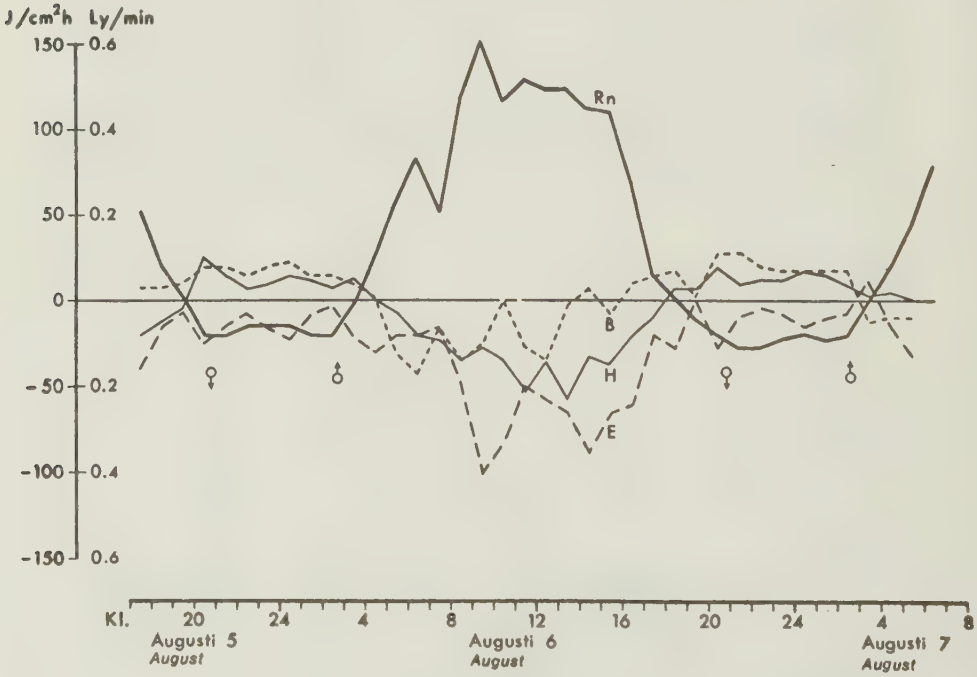
Från femtiden på morgonen till eftermiddagen var det endast strålningen som tillförde vegetationsytan energi, figur 39-41, varför energibalansekvationen för denna tidsperiod kan skrivas: Rn - E - H - B = 0. Tidigare på morgonen och senare på eftermiddagen tillfördes ytan dessutom energi genom uppåtriktad värmeledning i mark (B). Den ojämförligast största energimängden bland energiförbrukarna var latenta värmeflödet (E), avdunstningen, som kulminerade på eftermiddagen. Det sensibla värmeflödet (H) var störst mitt på dagen. I figur 42 vänstra delen, visas



Figur 40. Text se figur 41.
Text see figure 41.

förhållandet mellan de fyra vertikala flödena under perioden med positiv nettostrålning. I genomsnitt under de fyra dygnen var energimängden för latenta värmeflödet hela 57 % av positiva nettostrålningen. Sensibla värmeflödet utgjorde cirka en tredjedel, och det vertikala flödet ner i marken en tiondel av nettostrålningen.

Energibalansen den 17 juli 1967 avvek markant från de övriga dagarna (figur 39-41). Vegetationsytan förlorade den 17/7 under eftermiddagen betydande energimängder genom flödena H och B. Latenta värmeflödet, restfaktor, blev härigenom starkt reducerad jämfört med tidigare under dagen och med övriga dygn (tabell 14).



Figur 40 och 41. Huvudkomponenterna för markvegetationsytans energiutbyte på Linalompolohygget tiden 16 - 17 juli 1967 (fig. 40) och 5 - 7 augusti 1968 (fig. 41).

Rn = nettostrålningen, B = värmeflödet till och från marken. H = turbulenta sensibla värmeflödet, E = turbulenta latenta värmeflödet. ♂ och ♀ = tidpunkten för solens upp- och nedgång.

The main components of the energy exchange of the ground vegetation on the clear-felled area at Linalompolo, July 16-17 1967 (fig 40) and August 5-7 1968 (fig 41).

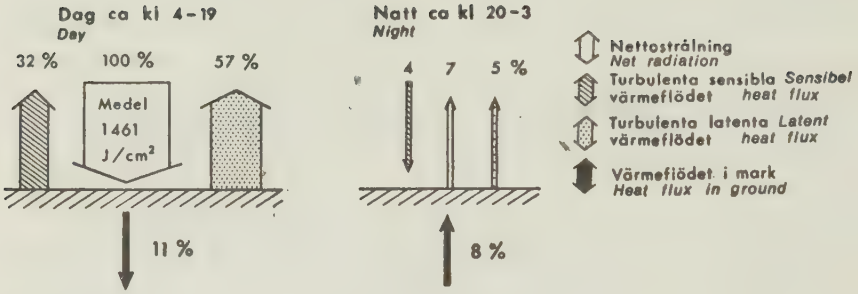
Energibalansen på eftermiddagen den 17 juli torde avspegla förhållandena vid vattenbrist eller vid starkt minskad transpiration.

Energibalansen under den period av dygnet, då nettostrålningen varit negativ.

Negativ nettostrålning innebär att vegetationsytan förlorar energi genom strålning. Energibalansekvationen kan skrivas: $- Rn \pm E + H + B = 0$. Nettostrålningen (Rn) var negativ under natten och dessutom enligt figurerna 40 och 41 cirka två timmar närmast efter soluppgången och två timmar före solnedgången. Trots midnattsol var nettostrålningen också negativ den 21 - 23 juni, nämligen mellan kl 20 och cirka kl 3, en period om drygt sex timmar (figur 39). Energiförlusten genom utstrålning kompenserades av flödena H och B, d v s av värmeflödena från luft och mark mot vegetationsytan. I figurerna 39 - 41 kan observeras att nettostrålningens och sensibla värmeflödets (H) teckenbyten skedde nästan samtidigt. Tecknet på H bestäms av temperaturskillnaden mellan två mäthöjder (ΔT i ekv. $H = - \rho\, c_p\, \kappa\, u^{*}\, \Delta T \frac{1}{\ln \frac{z_2}{z_1}}$

ekv 33 och bil 4.3). Det är tydligt att inversionen i mätskiktet, 20 - 50 cm, utbildades och förstördes samtidigt som nettostrålningen blev negativ på kvällen respektive positiv på morgonen. Sensibla värmeflödet (H) tillförde alltså vegetationsytan värme under perioden med negativ nettostrålning, figur 42, högra delen. Figuren visar också att en stor del av det värme som lagrades under dagen i markens översta skikt förlorades under natten. Vidare kan observeras att latenta värmeflödet var riktat uppåt från ytan. Avdunstning pågick alltså också under natten.

Resultaten från energibudgetstudien kan sammanfattas enligt följande. Vegetationsytan på hygget fick ett betydande strålningsenergiöverskott under sommardagar med liten molnighet. Perioden med positiv nettostrålning under dygnet var härvid 4-6 timmar kortare än daglängden. Den värmemängd som lagrades per dygn i mark var obetydlig jämfört med de mängder sensibelt och latent



Figur 42. Energiutbytets huvudkomponenter (i % av positiva nettostrålningen) på Linalompolohygget i genomsnitt under fyra övervägande molnfria sommardygn.

The main components of the energy exchange, as a percentage of the positive net radiation, on the clear-felled area at Linalompolo during on an average four mostly cloudless summer days.

värme som transporterades i vertikal led från ytan och upp i atmosfären. Det senare värmeflödet, avdunstningen, var ca 60 % av positiva nettostrålningen. Variationen i energibalansekvationens termer var stor under dygnet. I samband med nettostrålningens teckenbyte morgon och kväll förstördes respektive utbildades en temperaturinversion i luftskiktet under 50 cm höjd.

5.5.2.3 Evapotranspirationen

Genom att dividera latenta värmeflödet (E) med ångbildningsvärmet erhålles evapotranspirationen eller avdunstningen i mängd vatten. En mängd på 1 kg (eller volymen 1 liter) från 1 m^2 yta motsvarar 1 mm avdunstning.

I tabell 15 anges avdunstningens storlek de fyra dygnen och fördelningen under dygnet.

Tabell 15. Evapotranspirationen i mm vatten i Linalompolo under övervägande molnfria dagar.
Evapotranspiration in mm at Linalompolo during mostly clear days.

Period		22 juni/*june*			23 juni/*june*			17 juli/*july*			6 augusti/*august*		
	z_o cm	0.4	1.1	2.7	0.4	1.1	2.7	0.4	1.1	2.7	0.4	1.1	2.7
			4.7			4.6			2.9			3.8	
od under et med iv netto- ning	*Period during the day with positive net radiation*	5.6	4.5	3.8	5.2	4.3	3.6	3.3	2.7	2.2	4.0	3.3	2.7
od under et med iv netto- ning	*Period during the day with negative net radiation*		0.3			0.3			0.3			0.5	
-10 *At*	5 - 10 *hours*		1.1			0.8			1.1			0.9	
-14	10 - 14		1.4			1.6			1.0			1.1	
-19	14 - 19		1.7			1.7			0.5			1.2	

Avdunstningen var hög och då särskilt under junidygnen, som t o m hade en evapotranspiration av samma storleksordning som den potentiella evaporation på 4,4 mm, som erhölls med Penmans metod (sid 136).

I tabell 15 kan observeras att storleken på skrovlighetsparametern (z_o) hade mycket stor inverkan på den beräknade avdunstningen. Skrovlighetsparametern på Linalompolohygget var i genomsnitt 1.1 cm men varierade mellan 0.4 och 2.7 cm. Högt värde på z_o, såsom 2.7 cm, ger höga värden på sensibla värmeflödet (u^* ökar i ekvationen mitt på sidan 147 ; ΔT anses vara opåverkat). Eftersom latenta värmeflödet och därmed avdunstningen erhölls som restterm i energibalansekvationen minskar avdunstningen då H ökar, förutsatt att Rn och B inte ändras.

Här bör observeras att det latenta, liksom det sensibla värmeflödet, ökar med skrovligheten vid oförändrad skiktning (ekv 22 och 23 sid 43 och 44.). Avdunstningen är alltså högre vid höga än vid låga skrovlighetsvärden under förutsättning att vatten finns tillgängligt för ökad evaporation och/eller att vegetationen förmår öka sin transpiration. När denna ökning i vattenångflödet från mark och vegetation inte är möjlig, försvagas enligt ekv (22) eller (23) fuktighetsgradienten. Försvagningen i fuktighetsgradienten kan vara så stor, att latenta värmeflödet avtar med ökande skrovlighet (tabell 15). Det saknas mätningar av fuktighetsprofiler över hygget, som kan verifiera ovanstående, men sannolikt når man för hedvegetation ganska snart en övre gräns i avdunstning.

Vidare bör uppmärksammas att vid beräkningen av avdunstningen för olika z_o-värden i tabell 15 förutsättes, att temperaturprofilen inte påverkats av den ändrade skrovligheten. Temperaturskiktningen modifieras emellertid enligt ekvation (33) sid 83 och figur 5 av skrovlighet och vindhastighet på liknande sätt som beskrivits för fuktighetsskiktningen. Antagandet förutsätter att energi fanns tillgänglig för att öka sensibla värmeflödet från hygget i takt med vertikala transportens kapacitet. Antagandet om oförändrad temperaturskiktning över yttorrt hygge torde vara mer realistiskt än antagandet om oförändrad fuktighetsskiktning.

Vid beräkningar av sensibla värmeflödet H (bilaga 4.3) antogs att $K_H = K_M$. Det är inte otänkbart att K_H har varit större än K_M.

Den beräknade avdunstningen (tabell 15) var alltså hög (utom den 17 juli på eftermiddagen). Genom att skatta transpirationen från risvegetationen skall här prövas om värdena är rimliga. En uppskattning av "leaf area index" (bladyta per enhetsyta mark) gav värdet 1.8 för vegetation med ständigt gröna blad och 0.5 för

vegetation såsom björksly och gräs. Olika växtarters täckningsgrad uppskattades härvid av J.G.K. Flower-Ellis (personlig kontakt) från ett stort antal fotografier. "Leaf aera index" erhölls sedan genom att överföra täckningsgrad till antalet blad per enhetsyta och multiplicera med en medelbladyta för Empetrum hermaphroditum (kråkris) (FLOWER-ELLIS 1974).Den maximala transpirationen från vegetation med ovanstående täckningsgrad uppskattades av S. Linder-(personlig kontakt) motsvara en avdunstning på 2 respektive 1 mm per dygn.

När lavtäcket är torrt torde alltså avdunstningen från Linalompolohygget inte avsevärt kunna överstiga 3 mm, vilket är den maximala transpirationen från risvegetation. Mängderna på totala avdunstningen som erhölls för medelvärdet på z_o (1.1 cm) upplyser om att bidraget direkt från marken och från lavtäcket var drygt 1.5 mm per dygn den 22 och 23 juni och knappt 1 mm den 6 augusti. Dessa mängder är stora med tanke på att lavtäcket var yttorrt (sid 141). Vattenhalten kan dock ha varit stor i marken och dessutom i fläckar i lavtäcket under junidagarna. SÖDERSTRÖM redovisar (1971) hög markvattenhalt på risfria hyggen även under torra somrar. Advektion från omgivande torrare och varmare områden på hygget kan ha påverkat den beräknade avdunstningen på mätplatsen. Påverkan kan knappast ha ägt rum från mark utanför hygget, eftersom avståndet till hyggeskanten i riktning mot den rådande övervägande västliga vinden var cirka 500 m.

5.5.3 Evapotranspirationen och vindhastigheten

Avdunstningen från atmometrar är starkt vindpåverkad (sid 39-40). Förhållandet i avdunstning, uppmätt med Piche-evaporimeter, mellan olika mätplatser kunde således sättas likamed kvadratroten ur förhållandet i medelvindhastighet (avsnitt 5.3.3). Sambandet gällde för klart väder, och då mätplatserna hade samma temperatur, fuktighet och strålning.

I föreliggande avsnitt redovisas en orienterande studie över hur latenta värmeflödet eller evapotranspirationen påverkas av vindhastigheten. Härvid utnyttjas timmedelvärdena på latenta värmeflödet i föregående avsnitt för dygnen 22 och 23 juni 1969, 17 juli 1967 och 6 augusti 1968. Som nämnts i inledningen till 5.5, sidan 135 , erhölls latenta värmeflödet (E) som restterm i energibalansekvationen. Denna kan, för förhållandena mitt på dagen, skrivas: E = Rn - H - B. Termerna till höger om likhetstecknet påverkas alla direkt eller indirekt av vindhastigheten. I ekvationen för sensibla värmeflödet (bilaga 4.3 och ekvationen på sidan 147) ingår friktionshastigheten, som är direkt proportionell mot vindhastigheten. Nettostrålningen (Rn) och värmeflödet i marken (B) påverkas indirekt av vindhastigheten (1.2.2 och 1.2.4.4 sid 32).

Ett villkor för studien är att vinden måste ha växlat i hastighet under mätperioden. I figurerna 36, 37 och 38 illustreras vindhastigheten varje timme, och i tabell 16 anges medelvindhastigheten för längre perioder.

Tabell 16. Medelvindhastigheten i m/s 1.6 m ö m i Linalompolo.

The mean wind speed in m/s 1.6 metres above ground level at Linalompolo.

	Period	22 juni/ *June*	23 juni/ *June*	17 juli/ *July*	6 augusti/ *August*
Dygn	*Day*	1.9	2.0	3.3	4.8
Period under dygnet m. pos. nettostrålning	*Period during the day with positive net radiation*	2.1	2.2	4.0	6.0
Period under dygnet m. neg. nettostrålning	*Period during the day with negative net radiation*	1.4	1.3	1.6	2.8
kl 5-10	*At* 5-10 *hours*	1.9	2.3	4.3	5.9
" 10-14	10-14	2.6	2.3	4.4	6.6
" 14-19	14-19	2.2	2.3	4.8	6.0

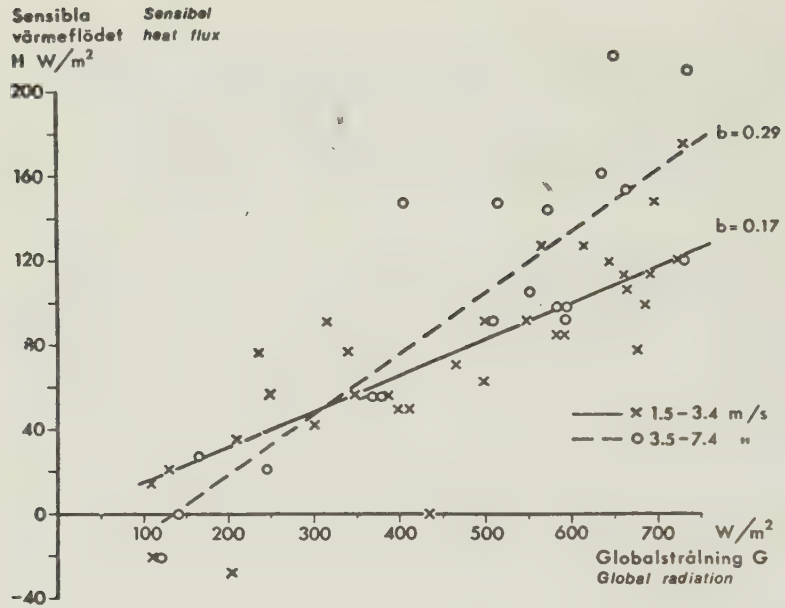
Vinden var svag under junidagarna och på nätterna under de övriga mätperioderna. Den 17 juli blåste det måttlig vind under dagen och den 6 augusti måttlig till frisk vind. Den dagliga gången med maximum på dagen och minimum på natten var mest utpräglad under juli- och augustidagarna.

En annan förutsättning för undersökningen är att ungefär lika stor mängd vatten skall finnas tillgängligt för avdunstning de olika dygnen. Som framgått av resultaten på sid 146 och tabell 15 kan förhållandevis stor vattenbrist ha uppstått den 17 juli på eftermiddagen. Mätvärdena mellan kl 14 och 20 den 17 juli har därför uteslutits i den fortsatta redovisningen. Vidare har strukits värden under timmar med väsentligt nedsatt globalstrålning. Dessa inträffade i samband med moln kl 14 - 16 den 23 juni och kl 7 - 8, 10 - 11 den 6 augusti, och i samband med att solen skymdes av berg i nordost och nordväst kl 3 - 4 den 17 juli och 6 augusti, samt kl 19 - 20 den 6 augusti.

5.5.3.1 Flödena av sensibelt och latent värme relaterade till globalstrålningen vid svag och måttlig vind.

Generellt gäller att möjligheten till avdunstning ökar, då man ökar energitillförseln till vegetationstäcket. Energi kan tillföras genom olika processer och från olika källor. Primärt tillförs energi genom globalstrålning. Denna påverkas inte direkt av energiflödena i energibalansekvationen och inte heller av vinden. Den kan därför väljas till oberoende variabel. Med hjälp av diagram, där sensibla och latenta energiflödena införts mot globalstrålning, skall redovisas hur vindhastigheten påverkade flödenas relation.

Enligt energibudgetekvationen medför en ökad inkomst av strålningsenergi också ökad energiförbrukning i form av flöden från ytan. Flödet under dagen av sensibelt värme (H) ökade med globalstrålningen (G) såsom figur 43 visar. Om man antar att sambandet är linjärt d v s av formen y = a + bx, erhåller man de regressions-

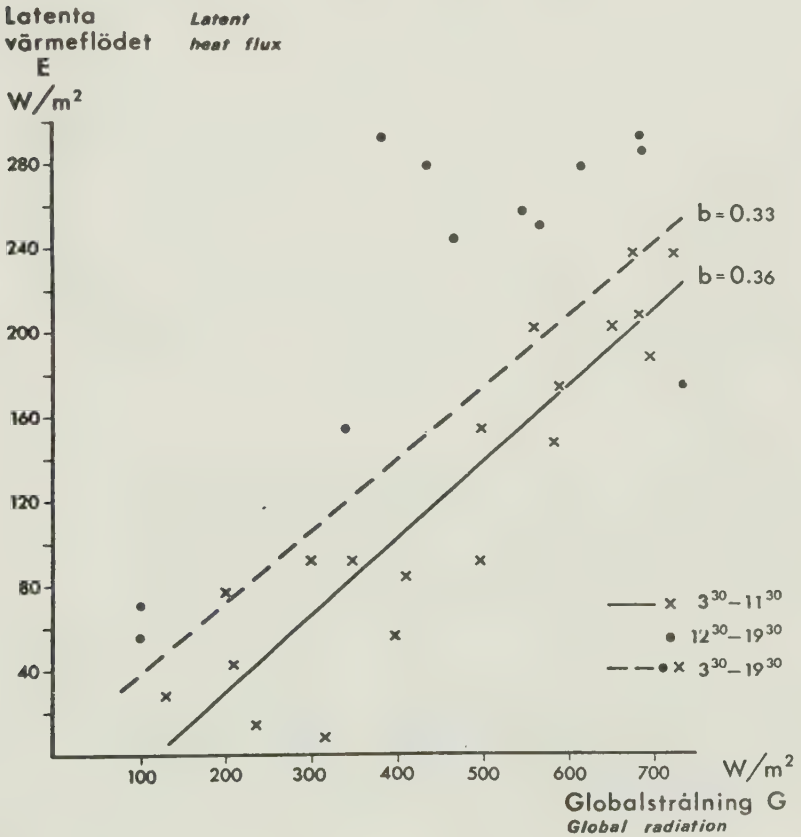


Figur 43. Sambandet mellan sensibla värmeflödet och globalstrålningen dels vid svag och dels vid måttlig till frisk vind. Mätningar i Linalompolo under fyra nästan molnfria sommardagar.

The relationship between the sensible heat flow and the global radiation at light wind as well as at moderate to fresh wind. Measurements at Linalompolo during four almost cloudless summer days.

linjer som redovisas i figuren. Den streckade linjen (b = 0.29) representerar sambandet vid måttlig till frisk vind (3.5 - 7.4 m/s), och den heldragna (b = 0.17) vid svag vind (1.5 - 3.4 m/s). Regressionskoefficienten (b) var vid måttlig till frisk vind signifikant större (90 % signifikantnivå) än vid svag vind (bilaga 5.5, tabell 4.1). Sensibla värmeflödet ökade alltså med globalstrålningen och ökningen var större vid måttlig till frisk vind än vid svag vind.

Uttrycket på H på sidan 147 (eller i bilaga 4.3) kan starkt förenklat skrivas som en konstant multiplicerad med $\Delta T \cdot \bar{u}$ ($H = k \Delta T \bar{u}$), där ΔT är temperaturskillnaden i medeltal mellan två mätnivåer och $\bar{u}$ är medelvindhastigheten på en viss nivå. Resultatet ovan, att H ökade med G, tillämpat på $H = k \Delta T \bar{u}$, innebär att ΔT ökat med inströlningen, d v s att den lägre mätnivån uppvärmts mer än den högre. För konstant ΔT ökar H med vindhastigheten. Men ΔT kan avta med ökande vindhastighet



Figur 44. Latenta värmeflödet som funktion av globalstrålningen vid svag vind. Linalompolo, under fyra nästan monlfria sommardagar.

The latent heat flow as a function of the global radiation at light wind, Linalompolo, during four almost cloudless summer days.

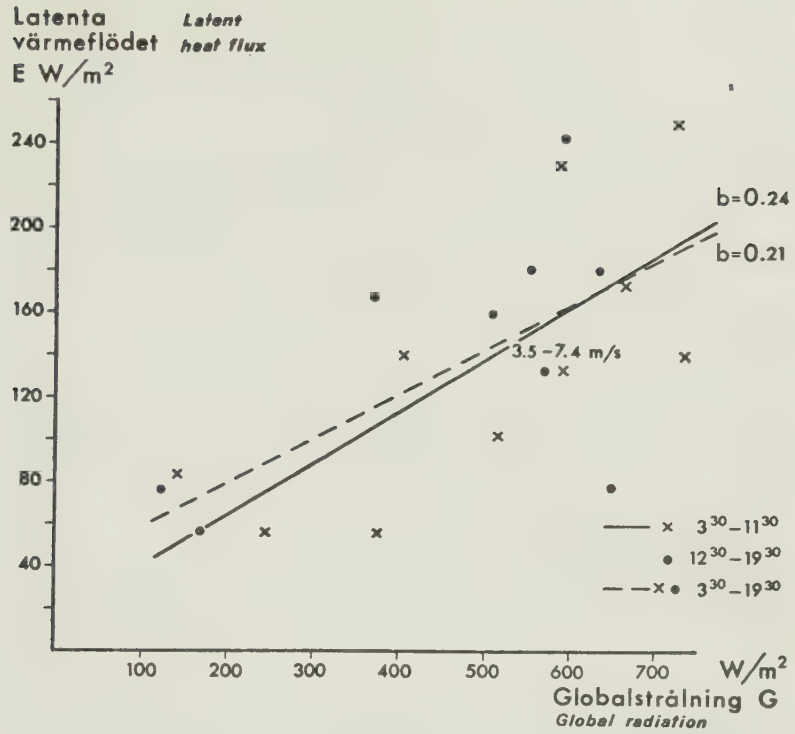
(figur 5). Av detta framgår att sensibla värmeflödet inte nödvändigtvis ökar med vindhastigheten, vilket visas senare i nästa avsnitt.

Vi har förfarit på samma sätt med latenta värmeflödet (avdunstningen) som med det sensibla, d v s undersökt sambandet mellan latenta värmeflödet (E) och globalstrålningen (G) där E = Rn - H - B. Figur 44 visar förhållandena under skilda perioder på dagen vid svag vind (1.5 - 3.4 m/s). Liksom för sensibla värmeflödet tilltog latenta värmeflödet, då globalstrålningen ökade. På morgonen och förmiddagen d v s från kl 3^{30} till 11^{30} var värdena (markerade med kryssen) tämligen väl anpassade till en rät linje (heldragen i figuren), medan spridningen var stor under eftermiddagen och kvällen (markerade med punkter). Särskilt anmärkningsvärt är att avdunstningen efter kl 12 låg kvar på en hög nivå, trots att globalstrålningen avtog från ca 700 till 400 W/m^2. Här torde bl a avspeglas det faktum att vegetationsytan förutom strålningsenergi tillfördes värme från marken fr o m tidig eftermiddag (avsnitt 5.5.2). På morgonen och förmiddagen var strålningen däremot ensam om att tillföra ytan energi.

Sambandet mellan latenta värmeflödet och globalstrålning vid måttlig till frisk vind (3.5 - 7.4 m/s) visas i figur 45. Antalet fall var färre än vid svag vind. Riktningskoefficienterna var 0.24 och 0.21 för perioden 3^{30}-11^{30}, respektive 3^{30}-19^{30}, och de var signifikant lägre än vid svag vind (bilaga 5.5, tabell 4.2). Latenta värmeflödet (avdunstningen) ökade alltså med globalstrålningen, men i motsats till det sensibla värmeflödet var ökningen i det latenta värmeflödet mindre vid måttlig till frisk vind än vid svag vind.

5.5.3.2 Latenta värmeflödet relaterat till vindhastigheten

Sambandet mellan latenta värmeflödet och globalstrålningen i föregående avsnitt påverkades tydligen av vindhastigheten. Vi

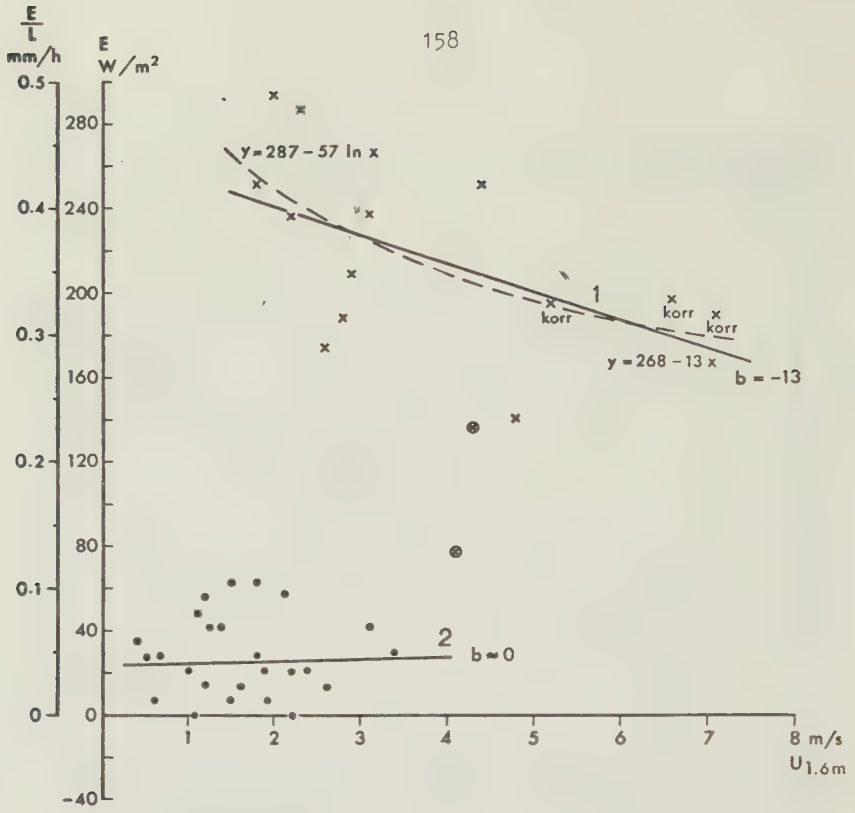


Figur 45. Latenta värmeflödet som funktion av globalstrålningen vid måttlig till frisk vind. Linalompolo, under fyra nästan molnfria sommardygn.

The latent heat flow as a function of the global radiation at moderate to fair wind, Linalompolo, during four almost cloudless summer days.

skall nu redovisa hur latenta värmeflödet varierade med vindhastigheten under dagen och natten. Vindhastigheten valdes alltså till oberoende variabel. På dagen gällde det att göra sig oberoende av den inverkan på avdunstningen, som härrör från globalstrålningens variation. Genom att välja en kort period mitt på dagen, 10^{30}-13^{30}, d v s omkring globalstrålningens maximum, eliminerades största delen av denna påverkan ($b \approx 0$, bilaga 5.5, tabell 4.2).

I figur 46 har vindhastigheten införts mot latenta värmeflödet, kryssen gäller för perioden 10^{30}-13^{30}, och punkterna för nätterna.



Figur 46. Sambandet mellan latenta värmeflödet (avdunstningen) och vindhastigheten mitt på dagen, kurvorna markerade med 1, och på natten, kurva 2. Linalompolo.
Kurvorna, som gäller under dagen (1) har erhållits sedan de ⊗-markerade punkterna uteslutits och sedan latenta värmeflödet korrigerats för låg globalstrålning i augusti jämfört med 22 - 23 juni och 17 juli (korr-markerade punkter).

The relationship between the latent heat flow (the evaporation) and the wind speed in the middle of the day is shown by the curves marked with 1, during the night by curve 2. Linalompolo. The curves which concern the day (1) have been obtained after the points marked with ⊗ have been excluded and after the latent heat flow has been corrected for low global radiation in August compared with June 22-23 and July 16 (corr. marked points).

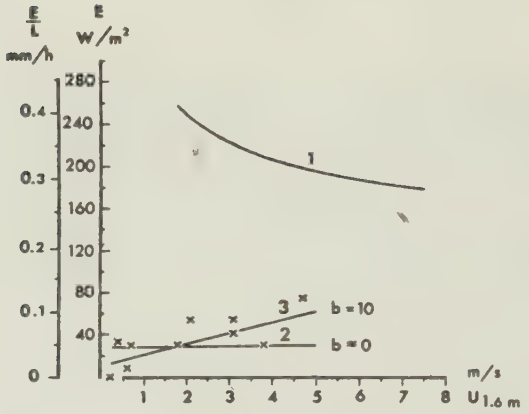
Mitt på dagen avtog latenta värmeflödet då vindhastigheten ökade. Sedan punkterna för perioden 10^{30}-13^{30} anpassats till en rät linje $y = a + bx$, erhölls regressionskoefficienten $b = -22$ Ws/m^3 (bilaga 5.5, tabell 4.3). Det höga negativa värdet på b kan åter-

spegla den årliga gången i avdunstning på grund av att det var högre vindhastighet i augusti (med relativt låg avdunstning) än i juni. Globalstrålningen den 6:e augusti var i genomsnitt och mitt på dagen 23 % lägre än de tidigare perioderna. Sedan avdunstningsvärdena för augusti anpassats till högre globalstrålning och två punkter (markerade med ringar i figuren) uteslutits p g a sannolik vattenbrist den 6.8 kl 12-14 (se figur 40 och jämför med sid 146 och 153) erhölls den räta, heldragna linjen i figur 46 med regressionskoefficienten b = -13 Ws/m^3 (bilaga 5.5, tabell 4.3). Detta värde innebär att latenta värmeflödet i genomsnitt minskade med 13 W/m^2 (motsvarande 0.02 mm vatten per timme) för en vindhastighetsökning på 1 m/s. Bättre anpassning erhålles med en funktion av typen y = c + d lnx - streckad i figur 46. Som framgår av figuren planar den till funktionen hörande kurvan ut vid högre vindhastigheter. På grund av få värden (13 st) och stor spridning erhölls inte högre belopp på korrelationen än 0.58.

På natten var till skillnad från mitt på dagen latenta värmeflödet opåverkat av vindhastigheten, linje 2 i nedre delen av fig 46 (b = 0).

Det kan också vara intressant att studera förhållandet under morgon och kväll när globalstrålningen var låg ($b \approx 0$ för sambandet mellan G och E). Nettostrålningen var då omkring noll. För denna period när nettostrålningsvärdena mindre än -7 W/m^2 uteslutits, blev regressionskoefficienten positiv, b = 10 Ws/m^3 (fig 47). Latenta värmeflödet tilltog således med vindhastigheten då nettostrålningen var omkring noll.

På sidan 154 redovisades att sensibla värmeflödet ökade med globalstrålningen och att ökningen var större vid måttlig till frisk vind än vid svag vind. Mitt på dagen, d v s från kl 10^{30} till 13^{30}, erhölls emellertid inget signifikant samband mellan sensibla värmeflödet och vindhastigheten (bilaga 5.5, tabell 4.4). Sensibla värmeflödet var också oberoende av vindhastigheten under natten.



Figur 47. Sambandet mellan avdunstning och vindhastighet på dagen 10.30 - 13.30 (linje 1), på natten (linje 2), samt under tidig morgon och sen kväll (x och linje 3). Mätningar under fyra nästan molnfria sommardygn i Linalompolo.

The relationship between evapotranspiration and wind speed in the day 10.30-13.30 (curve 1), during the night (curve 2), and in early morning and late evening (x and curve 3). Measurements during four almost cloudless summer days at Linalompolo.

Avdunstningen från små våta ytor tilltar med vindhastigheten upp till en gräns över vilken den sedan är konstant (avsnitt 1.3.2 och 5.3.3). Evapotranspirationens vindberoende var alltså det motsatta mitt på dagen - den avtog med ökande vind. Man kan först fråga sig om den erhållna evapotranspirationen och dess vindberoende motsvarade verkliga förhållanden på hygget. Metoderna som användes kan betraktas som enkla modeller av en mycket komplicerad verklighet. Parametrar, såsom skrovlighetsparametern, som hållits konstanta kan exempelvis ha varierat. Advektion kan dessutom ha förekommit, vilket minskar metodernas tillförlitlighet. Antalet observationer var också lågt med stor spridning i erhållna värden. Om man emellertid antar att den erhållna evapotranspirationen och dess vindberoende motsvarar verkligheten, kan åtminstone två tolkningar ges till kurva 1 figur 47. För det första kan kurvan helt enkelt återge att mängden för avdunstning

lättillgängligt vatten kan ha varit större under de två juni-dygnen än under juli- och augustidygnet. Vindhastigheten var nämligen lägre och evaporationen större i juni än under de två senare perioderna (tabell 15 och 16). Den andra tolkningen är att kurva 1 avspeglar hur risvegetationens transpiration i verkligheten varierade med vindhastigheten. Vid hög instrålning avtar nämligen transpirationen, generellt sett, då vindhastigheten ökar, förutsatt att vindändringen sker inom ett område med låg vindhastighet i risskiktet (avsnitt 1.3.5). Man kan också observera att evapotranspirationens vindberoende åskådliggjord av kurva 3 i figur 47, som gäller vid tiden på dygnet med nettostrålning omkring noll, motsvarar transpirationens allmänna vindberoende vid denna nettostrålning.

SAMMANFATTNING

På två försöksområden vid Gällivare var månadssumman för potentiella evaporationen (E_{pw}), beräknad enligt Penmans metod, i medeltal 77 mm eller 2.5 mm per dygn under tio studerade sommarmånader. Samtliga dessa månader utom en hade lägre E_{pw} än Kirunas normalvärden. Trots lägre månadsvärden än normalt var de högre än regnmängden i nio månader av tolv under perioden maj - augusti. Potentiella evaporationen i juni - augusti 1969 var i genomsnitt 4.4 mm per dygn under övervägande soliga dagar.

På Linalompolohygget, där 60 % av marken täckts av lavar och 40 % av risvegetation, varierade den aktuella evapotranspirationen mellan 2.9 och 4.7 mm per dygn under fyra nästan molnfria dagar.

I genomsnitt under fyra molnfria dygn var energimängden för latenta värmdflödet under dagen hela 57 % av positiva nettostrålningen. Sensibla värmeflödet utgjorde ca en tredjedel och värmeflödet ner i marken en tiondel av positiva nettostrålningen.

Den dagliga variationen i energibudgetekvationens termer var i stort likartad under tre av de fyra studerade dygnen. Under det fjärde var avdunstningen på eftermiddagen endast en tredjedel av övriga dygns avdunstning under samma tid.

Latenta och sensibla värmeflödena ökade med globalstrålningen. Ökningen i latenta värmeflödet eller evapotranspirationen var i motsats till det sensibla mindre vid måttlig till frisk vind än vid svag vind. Mitt på dagen och vid molnfritt väder, d v s vid hög globalstrålning, avtog evapotranspirationen, då vindhastigheten ökade. Evapotranspirationen ökade troligen med vindhastigheten då nettostrålningen var omkring noll d v s under någon eller ett par timmars tid på morgonen efter soluppgången och på kvällen före solnedgången.

5.6 ÄNDRINGEN I VINDHASTIGHET, ATMOMETERAVDUNSTNING OCH TALLPLANTORS HÖJDTILLVÄXT LÄNGS EN SLUTTNING

En stor del av föreliggande arbete har ägnats åt att beskriva skogens effekt på vind och atmometeravdunstning i luftskiktet 0.5-2.0 m. Dessa faktorer påverkas förutom av vegetationen också av topografin. I figurerna 19 till 22 kan observeras att kullar hade högre vindhastighet och atmometeravdunstning än gropar och sänkor. Vidare kan man i figurerna 14 och 22 urskilja hur dessa faktorer minskade utför det svagt sluttande Linalompolohygget.

TABELL 17. Vindhastighets-, avdunstnings- och temperaturförhållanden på skogfri mark på Skjerdingfjell, Hirkjölens försöksområde, sammanställd efter MORK (1968).
Wind speed, evaporation and temperature on land devoid of forest at Skjerdingfjell, the experimental area of Hirkjölen, compiled according to MORK (1968).

		Höh m *Height above see level, m.*	Medelmax vindhast. 7 m ö m m/s	% rel tal	Medel vindhast. 1 m ö m m/s	% rel tal	Avdunstning Vild's våg 0.2 m ö m mm	% rel tal	Medel max temp 1.8 m ö m °C
			Mean max. wind speed		*Mean wind speed*		*Evaporation*		*Mean max. temperature*
Kalfjäll	*Bare mountain region above the tree line*	1060	7.4	100	4.0	100	396	100	10.9
Skogfri västsluttn	*Western slope devoid of forest*	840	4.8	65	2.7	68	375	95	13.1
Skogfri dalbotten	*Bottom of a valley devoid of forest*	770	4.2	57	2.1	53	432	109	13.4
Mätperiod	*Period of measurement*		sommaren 1959-64 *The summers of 1959-64*		sommaren 1961 - 1964 *The summers of 1961-64*				

Vindens lokala variation har studerats av bland andra UTAAKER (1963), som i det stora arbetet "The local climate of Nes, Hedmark" visar på vindens tendens att blåsa parallellt med sluttningars nivålinjer. Stora skillnader i vindhastighet observerades mellan exponerade och skyddade platser. Lokalklimatet i området påverkades av advektionen av värme och vattenånga från sjön Mjösa, som låg intill undersökningsområdet. En mycket omfattande undersökning av klimatet i fjällskogsregionen redovisas av MORK (1968). I tabell 17 har från Morks arbete sammanställts hur några meteorologiska element varierade med höjden över havet.

Det framträder klart att vindhastigheten ökar och temperaturen avtar med höjden över havet. Mork visar (vilket dock inte framgår av tabellen) att medeltemperaturen på dagen och under sommaren hastigt sjönk från björkskogsgränsen och ut över kalfjället, vilket han förklarar med den på kalfjället rådande advektionen av kall luft från snöfläckar och smältvattenområden. Trots lägre temperatur, men tack vare betydligt högre vindhastighet, uppmättes högre avdunstning från liten fri vattenyta (Wilds avdunstningsvåg, beskriven i WMO 1966b Technical note no 83) på kalfjället än 200 m lägre över havet på en kalavverkad västsluttning.

PERTTU redovisar (1972) klimatmätningar på båda sidor om skogsgränsen i områden som låg i närheten av våra ytor med skogs- och hyggesklimatmätningar, tabell 18. På lågfjället Högåsen nära Enafors avtog, enligt Perttu, vindhastigheten hela 30 % då höjden över havet minskade 25 m ner mot skogsgränsen. Både Perttu och Mork erhöll överraskande liten minskning av vindhastigheten från kalhuggna fjällsluttningar och ner till fjälldalar. Vinden i dalar dels avlänkas så den blåser parallellt med dalgångarnas längdriktning och dels förstärks genom att strömningsfältet sammanpressas.

TABELL 18. Vind- och avdunstningaförhållanden på skogfri mark på båda sidor om skogsgränsen vid Enafors och Linalompolo, sammanställd efter PERTTU (1972).

Wind and evaporation conditions on land devoid of forest at both sides of the forest limit at Enafors and Linalompolo, compiled according to PERTTU (1972).

		ENAFORS, HÖGÅSEN				LINALOMPOLO, LINAÅIVE						
		H ö h m *Height above sea level m.*	Medianvärdet i vindhastighet, 3 m ö m *The median value in wind speed, 3 metres above ground level*			H ö h m *Height above sea level m.*	Relativ vindväg 3 m ö m i % vid vindriktningar 50 % med *Relative run of the wind 3 metres above ground level as a percentage of wind directional 50 % with*				Avdunstning 1 m ö m Piche evaporimeter *Evaporation Piche-evaporimeter*	
			m/s	% rel tal	m/s	% rel. tal		N	E	S	W	ml	% rel. tal
äll	*Bare mountain region above the tree line*	715	3.4	100	3.1	100	658 660	100	100	100	100	687	100
yd-ning	*Bare southern slope*	690			2.2	71	595 595-658	55	66	60	61 60.5	654	95
ord ning	*Bare northern slope*						610-625					594	86
	Clear-felled area	563	2.1	62			475 (mast)	61	48	43	50	619	90
d	*Period of measurement*		april-juni 66 *April-June 66*		juli 65-april 66 *July 65-April 66*			juli - okt 65 *July-October 65*				sommaren 1965 - 66 *The summers of 1965-66*	

På kalfjället är emellertid vindhastigheten högre än över lägre liggande skogsmark. Perttu uppmätte sålunda dubbelt så hög vindhastighet på Linaåive, 658 m ö h, som på referensplatsen (masten) på Linalompolohygget, 475 m ö h. Hyggesupptagningen medförde alltså trots avsevärd ökning (avsnitt 5.1) att vindhastigheten inte på långt när blev så hög som på kalfjället. Hygget hade emellertid enligt Perttus undersökning bara 17 % lägre vindhastighet än sydsluttningen 10 m över skogsgränsen. Mätplatsen på sydsluttningen låg i lä för nordliga vindar.

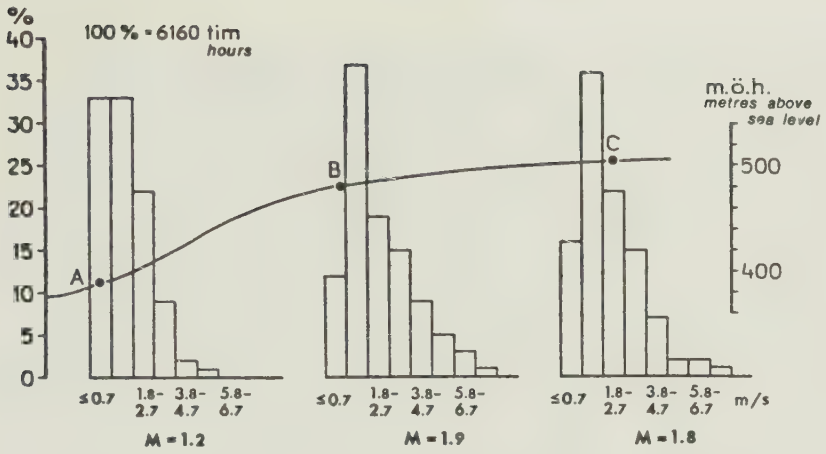
Avdunstningen uppmätt med Piche-evaporimetrar ökade enligt tabell 18 endast med 11 % från hygget och upp till kalfjället trots kraftigt ökande vindhastighet. På fjället har sannolikt förekommit flera fall än på hygget med vindhastigheter så höga att atmometeravdunstningen har varit oberoende av vindhastigheten.

I det följande redovisas hur vindhastigheten och atmometeravdunstningen ändras med höjden över havet inom Dundrets försöksområde. Vinden och avdunstningen på Dundret, liksom över ett område vilket som helst, influeras dels av omgivningens topografi dels av topografin inom området. Omgivningens inverkan bestäms av områdets läge i förhållande till den omgivande terrängen. Stor betydelse har det givetvis om området ligger i en dal, på en höjdplatå, en åsrygg eller en sluttning. Försöksområdet på Dundret ligger på en västsluttning med 7.5° medellutning med fri horisont från nordväst till sydost. Inom området påverkas vind och avdunstning av markojämnheter såsom gropar, kullar, stubbar, stenar och vegetation.

5.6.1 Vindhastigheten

Dundrets mätplatser A, B och C låg på 446, 488 och 502 m höjd över havet. Den lägst belägna stationen låg cirka 20 m högre än de plana myrområden som utbredde sig nedanför sluttningen i väster och sydväst. Vindhastigheten registrerades på 1.0 m höjd över marken (snöytan). Mätplatserna var belägna på röjda gläntor i en tallplantskog, vars höjd var 80-90 cm 1962.

Man kan vänta att vindhastigheten ökar när man går uppför en sluttning. Så var också fallet på Dundretsluttningen, figur 48, med en markant vindhastighetsökning från mätplats A och upp över sluttningens brantaste parti till mätplatserna B och C. Frekvensfördelningen i figur 48 visar också att vindhastigheten i A var lägre eller lika med 0.5 m/s i hela 33 % av alla observationer under mätperiodens 21 månader. I B och C förekom denna låga



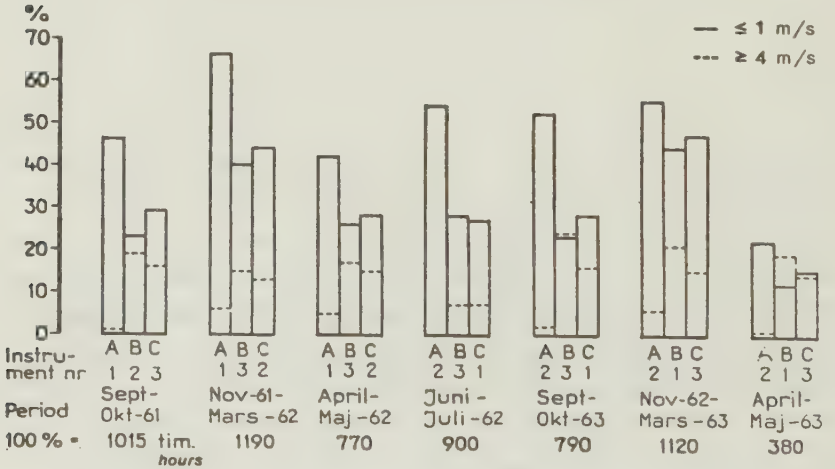
Figur 48. Vindhastighetens frekvensfördelning (antal timmar i % vid olika vindhastigheter) på Dundrets tre huvudobservationsplatser A, B och C, sept. 1961 - maj 1963.

The frequency distribution of the wind speed (number of hours as a percentage of various wind speeds) at the three main observation posts A, B, and C at Dundret, September 1961 - May 1963.

vindhastighet 12 respektive 16 % av alla observationer (6 160 timvärden). På sluttningens nedre del (A) var höga vindhastigheter, ≥ 5.5 m/s, sällsynta (< 1 %) men förekom i 3-4 % av alla observationer på sluttningens övre del (C och B). Sannolikheten för snödrev och därmed också för den med snödrev sammanhängande omfördelningen av snötäcket torde härigenom ha varit avsevärt större på sluttningens övre del än på den nedre.

Vinden ökade vid medelvindhastigheten 1.5 m/s med 47 och 40 %, då höjden över havet ökade med 42 respektive 56 m. Ju högre en sluttning når upp över omgivande plana terräng desto mindre blir läeffekterna från topografin i omgivningen samtidigt som luftskikt med högre vindhastighet nås. Men mätplats C, som låg 14 m högre än B hade ungefär samma vindhastighet som B. Vindfördel-

ningen på sluttningen påverkades tydligen också av andra faktorer än höjden över plana terrängen. En av dessa faktorer var variationen i topografi och vegetation inom försöksområdet. Att vindhastigheten trots ökande höjd över havet inte ökade från B till C kan förklaras av att B-ytan låg strax ovanför ett brant område på sluttningen och C-ytan på relativt svagt sluttande mark nedanför ett brantare parti. Antalet döda träd efter en hyggesbränning var dessutom större kring mätplats C än B. Till den snabba vindökningen från A till B bidrog att A-ytan var omgiven av tätare mark- och lövslyvegetation. I stapeldiagrammet, figur 49 , kan man finna stöd för detta. Figuren visar nämligen att det fanns en tendens för skillnaden i frekvens vid svag vind ($\leq$ 1 m/s) mellan A och de båda andra stationerna att vara större under barmarksperioderna (juni-juli, september-oktober) än under perioderna med snötäcke. Snöytan utgör ett jämnare underlag än den snöfria marken, eftersom snön täcker ojämnheter och den låga markvegetationen. Snödrevet på sluttningen medförde också att



Figur 49. Antalet timmar i % av totala antalet timmar med vindregistrering per period med en vindhastighet $\geq$ 4 m/s --- respektive $\leq$ 1 m/s —— på mätplatserna A, B och C, 446, 488 respektive 502 m ö h på Dundret.

Number of hours as a percentage of the total number of hours with wind registration per period with a wind speed $\geq$ 4 m/s---- and $\leq$ 1 m/s —— respectively at the measurement places A, B, and C, 446, 488, and 502 metres above sea level at Dundret.

större gropar och svackor fylldes med snö under vinterns lopp. Vindhastighetsskillnader som beror av olikheter i markstruktur och vegetation minskar alltså sedan snötäcke utbildats.

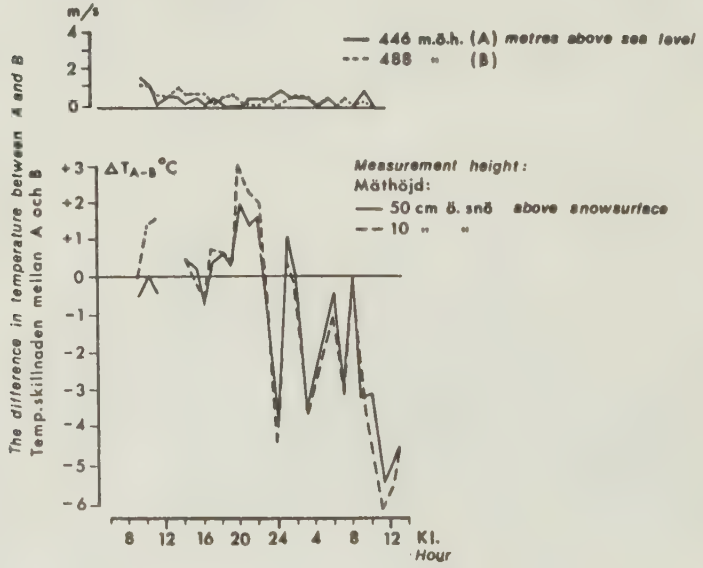
Ännu en faktor, förutom höjd över havet och olikheter i markvegetationen och struktur, som bidrog till lägre vindhastighet i A än högre upp på sluttningen, var sannolikt temperaturskiktningen. Temperaturförhållandena på hyggen och i skog kommer att redovisas i en senare rapport. Men redan nu kan nämnas att mätplats A särskilt under högvintern, påverkades mer än de högre liggande mätplatserna av den kalluft som samlades över låglänt terräng nedanför sluttningen. Under alla årstider låg dessutom den inversion som utbildas vid marken under natten kvar längre på mätplats A än på B och C. Luften i kalluften eller under inversioner ligger förhållandevis stilla, medan vinden ovanför är starkare. Denna effekt skulle ha slagit genom ännu kraftigare om A legat helt nedanför sluttningen.

Under nätter med molnfritt väder och svag vind rör sig luft nedför bergssluttningar. Luften närmast en sluttning avkyls kraftigt genom utstrålning och blir kallare än luften längre ut från sluttningen. Den kallare och därför specifikt tyngre luften närmast den lutande marken sätter sig i rörelse utför genom tyngdkraftens inverkan. På små sluttningar är den luftströmning, som uppkommer på detta sätt, knappast mätbar med skålkorsanemometrar. På Dundret kunde dock observeras hur denna luftrörelse påverkade temperaturfördelningen. Figur 50 visar vind- och temperaturförhållandena den 13-14 december 1962.

Vinden var svag under hela mätperioden. I motsats till dygn med starkare vind var hastigheten inte högre i B än i A (överst i figuren). Trots den svaga vinden och negativ nettostrålning hela dygnet, fick kurvorna över temperaturskillnaden mellan A och B ett mycket oregelbundet förlopp (figur 50, underst). Sannolikt återspeglas hur kalluften rörde sig stötvis utför

sluttningen. Då B nåddes av en portion kalluft rördes luften om över B genom ojämnheter och hinder över snöytan. Vid omrörning blandas varmare höjdluft med den kalla och B kunde under kall-luftadvektionen få avsevärt högre temperatur än A på båda mäthöjderna - kurvorna över temperaturskillnaden (A - B) i figur 50 ligger under 0°-linjen. Ibland låg luften stilla över mätplats B men var i rörelse över A. Vid sådana tillfällen, exempelvis mellan kl 18 och 23, fick A högre temperatur än B.

Vid luftens rörelse utför sluttningen fördes kall luft också in under det gamla granbestånd som gränsade till hygget. Den kalla luften dämdes upp i beståndet och detta medförde bl a, som redovisas i en senare uppsats, att minimitemperaturen nära marken blev lägre i beståndet än på den öppna sluttningen.

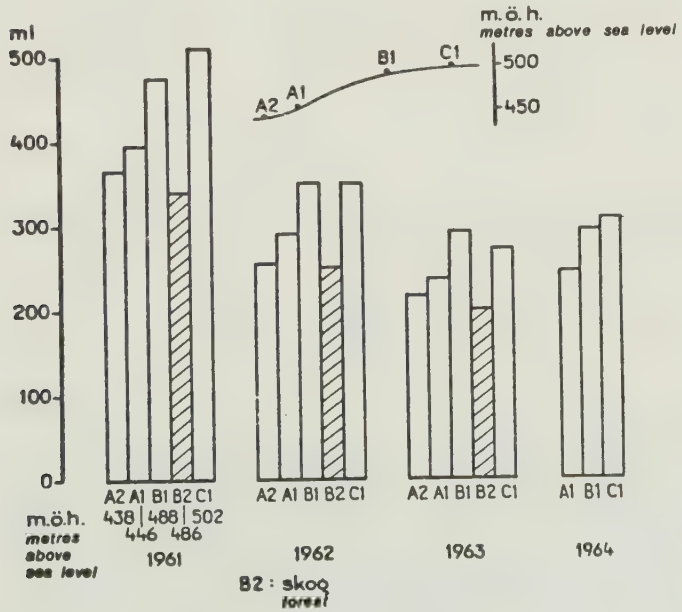


Figur 50. Vind- och temperaturförhållanden på Dundret den 13 - 14 december 1962. Överst i figuren vindhastigheten 1.0 m över snöytan; underst kurvor över temperaturskillnaden mellan mätplatserna A och B (på 446 och 488 m ö h).

Wind and temperature conditions at Dundret December 13-14 1962. The top part of the figure shows the wind speed 1.0 metre above the snow surface; the bottom part shows curves of the difference in temperature between the measurement places A and B (at 446 and 488 metres above sea level).

5.6.2 Atmometeravdunstningen

Avdunstningen från Piche-evaporimetrar (50 cm ö m) mättes på Dundretsluttningen under fyra säsonger, figur 51 och tabell 19. Mätplatserna, A1, B1 och C1, var desamma som vid vindmätningen, således belägna på öppna ytor i tallplantskog. Dessutom låg en mätpunkt (A2) nedanför sluttningen, 438 m ö h, och en annan (B2) i en 12 m hög grandominerad skog. Avdunstningen tilltog i genomsnitt med 19 % från sluttningens nedre del till den övre, cirka 50 m höjdskillnad. Skillnaden mellan mätplatserna B1 och C1 i avdunstning var obetydlig liksom den var för vindhastighet. Variationen från år till år i förhållandet i avdunstning mellan huvudobservationsplatserna var också liten (0.81-0.89, tabell 19).



Figur 51. Avdunstningen i ml under sommaren, uppmätt på Dundret med atmometrar (Piche), 50 cm ö m. Mätperioder framgår av tabell 19.

The evaporation in ml during the summer, measured at Dundret by means of atmometers (Piche), 50 cm above sea level. Table 19 shows the periods of measurement.

TABELL 19. Atmometeravdunstningen på mätplats A1 446 m ö h och kvoten uppmätt avdunstning för stationer på olika höjd över havet. Dundret 1961-1964.

The atmometer evaporation at measurement place A1, 446 metres above sea level and the rate of measured evaporation for stations at various altitude above sea level. Dundret 1961-1964.

Period *Period*	Avdunstningskvot *Quota of evaporation*			
	A1	$\frac{A2}{A1}$	$\frac{A1}{B1}$	$\frac{A1}{C1}$
	ml			
1/6-9/9 61	416	0.82	0.89	0.81
21/5-27/9 62	288	0.81	0.82	0.82
14/5-31/7 63	236	0.92	0.82	0.88
1/7-25/9 64	243	-	0.84	0.81

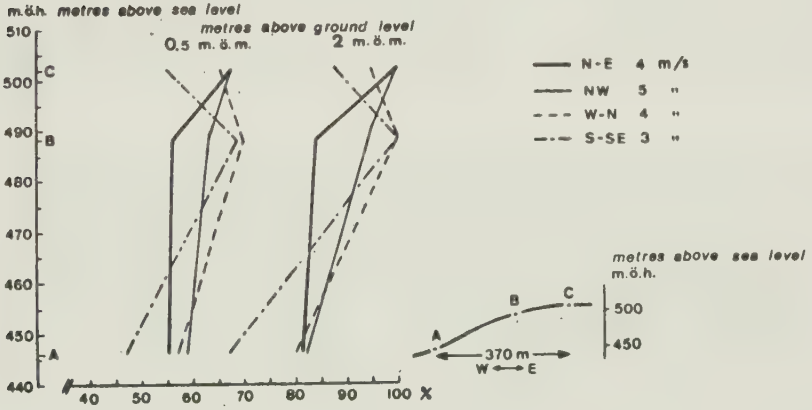
Före 1963 års säsong röjdes området närmast intill mätplats A2 fri från tätt lövsly. Detta ingrepp medförde att atmometeravdunstningen ökade på mätplatsen (kvoten A2/A1 ökade med 0.11 från 1962 till 1963 i tabell 19).

På Dundretsluttningen kunde sambandet mellan atmometeravdunstning och vindhastighet skrivas:

$$E_A/E_{B,C} = \sqrt{U_A/U_{B,C}} \qquad \text{(avsnitt 4.4.1)}$$

Uttrycket gällde under sommaren för dagar med övervägande vackert väder och för långa perioder, en månad eller längre, med växlande väder. Att sambandet gällde förklaras av att strålning, lufttemperatur och fuktighet i genomsnitt under dagen var nästan konstant från sluttningens nedre del (A) till den övre (B, C) (tabell 9, sid 116). På mätplatserna har förekommit perioder då atmometeravdunstningen varit oberoende av vindhastigheten. Dessa perioder har sannolikt inträffat samtidigt på alla tre mätplatserna. I figur 52 kan man vidare utläsa att sambandet gällde med den frekvens vindriktningar som förekom under mätperioden. Figuren visar nämligen att skillnaden i atmomteravdunstning mellan

mätplatserna varierade med vindriktningen. I figur 52 redovisas avdunstningen uppmätt på 0.5 och 2.0 m höjd över marken. Mätvärdena har relaterats till respektive periods högsta uppmätta värde som getts värdet 100. Detta värde observerades antingen på mätplats B eller C och alltid på 2.0 m höjd. Under perioder med vindriktningar huvudsakligen mellan nordväst och ost via nord hade mätplats B låg atmometeravdunstning jämfört med A och C. Motsatt förhållande d v s relativt hög avdunstning i B jämfört med A och C rådde vid vindriktningar mellan sydost och syd samt mellan väst och nordväst. Variationen i atmometeravdunstningsfördelningen torde till en del avspegla den varierande påverkan från topografi och vegetation i närmaste omgivningen.



Figur 52. Relativa atmometeravdunstningens ändring med höjden över havet (0.5 och 2.0 m ö m) vid olika vindriktningar. Dundret, sommaren 1964.

The change of the relative atmometer evaporation in proportion to the altitude above sea level (0.5 and 2.0 metres above sea level) at various wind directions. Dundret, the summer of 1964.

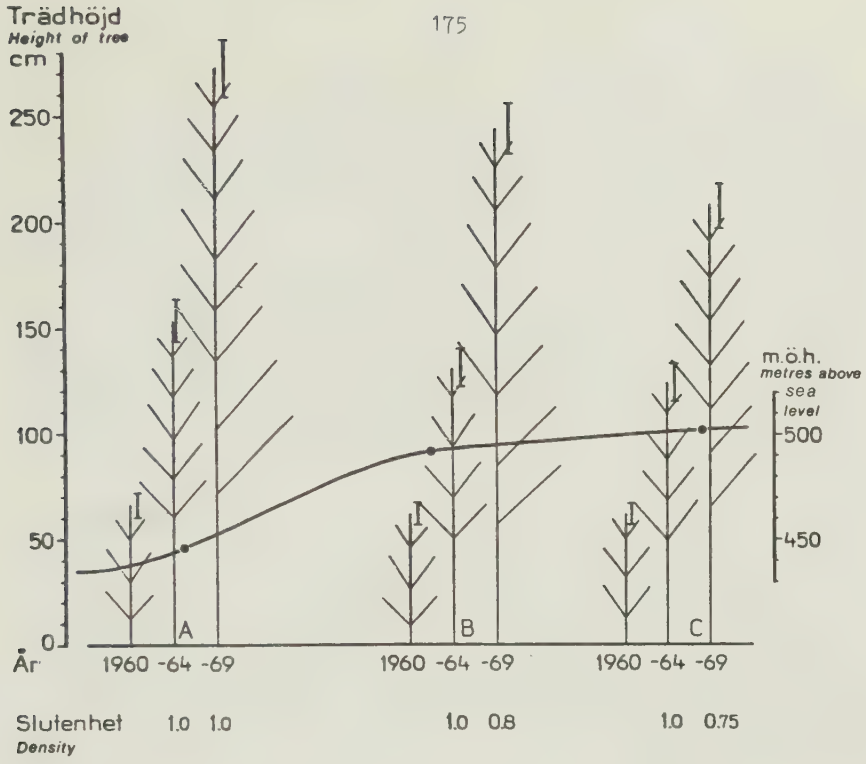
Till en del avspeglas också sannolikt den läturbulens som kan förekomma i bergstrakter då vinden blåser ut från eller nedför sluttningar (se t ex KAISER 1954). Försöksområdet var orienterat mot väst, medan hela fjällmassivet i den delen sluttade mot sydväst, och vind mellan nord och ost är således frånsluttningsvind. Vid läturbulens, som uppträder fläckvis längs sluttningar, kan vindskyddade områden (såsom A och tidvis C) ha kraftigare turbulens och därmed relativt stor atmometeravdunstning, än mer vindexponerade områden (B).

5.6.3 Ett tallbestånds höjdtillväxt

Skogsförnyelsen på Dundrets sluttning var mycket god, trots lokalens extrema läge. En tät och frodig ungskog utbredde sig 1969 över försöksområdet, som kalaverkades 1947-48, brändes 1951 och planterades 1952-53. Framförallt på områdets övre del utglesas emellertid tallbeståndet långsamt. Arealslutenheten sjönk sålunda från maximala 1 (fullslutet bestånd) till 0.8 från 1964 till 1969.

Tallplantskogens höjdtillväxt uppvisar flera intressanta drag. Hösten 1964 och 1969 uppmättes trädhöjden på 50 tallar runt vardera huvudobservationsplatsen. Härvid beräknades också plantornas höjd hösten 1960. Medelplanthöjden detta år var 62-66 cm, figur 53. Skillnaden i medelplanthöjd mellan provytorna var obetydlig (ej signifikant, bilaga 5.6).

Tallarnas tillväxt till 1964 och vidare till 1969 var imponerande för latituden och höjden över havet. Medelhöjden var 1969 270 cm på sluttningens nedre del (A) och 243 och 206 cm kring de övre observationsplatserna (B och C), 44 respektive 55 m högre över havet. Skillnaderna i trädmedelhöjd (A>B och A>C) var signifikanta för en signifikansnivå på 1 % (bilaga 5.6). Tillväxten, som fram till 1960 eller till planthöjden 60 cm varit nästan konstant uppför sluttningen, reducerades alltså betydligt 1960 till 1964 på sluttningens övre del i jämförelse med den nedre. Från



Figur 53. Tallbeståndets medelhöjd på Dundrets sluttning 1960, 1964 och 1969. Mätningen har utförts på tre ytor på olika höjd över havet. Storlekar på 95 % konfidensintervall och arealslutenheten anges.

Mean height of the pine stand at the slope of Dundret 1960, 1964, and 1969. The measurement has been made on three places at various altitude above sea level. Magnitudes of 95 % confidence interval and the area density are indicated.

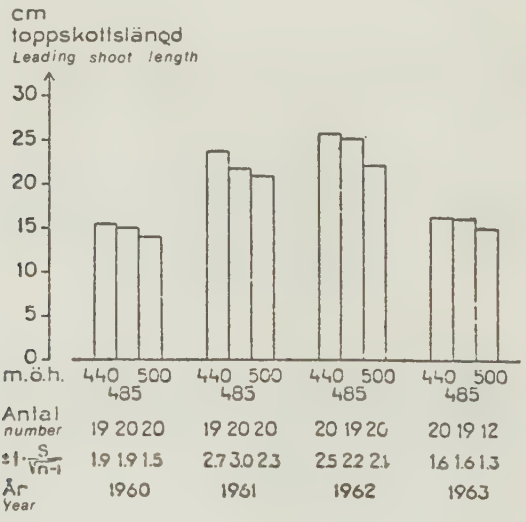
1964 till 1969 fortsatte reduktionen i tillväxthastighet kring den översta mätplatsen (C) medan tillväxten längre ner på sluttningen, d v s från B- till A-ytan, var nästan konstant med höjden över havet denna senare period.

En hel mängd variabler kan ha influerat träden till ovanstående skillnader i höjdtillväxt, variabler som dessutom påverkar varandra. Markvattnets rörlighet har mycket stor betydelse för tillväxtens storlek (se exempelvis TROEDSSON 1966 och LUNDMARK

1974). Tillväxtförhållandena är gynnsammare på sluttningars nedre delar eftersom marken i regel över- eller genomsilas av vatten längre perioder på de nedre delarna än på de övre (se exempelvis SÖDERSTRÖM 1971 b). Beträffande vindhastighet kan pekas på den snabba vindökningen uppför sluttningen som illustreras i figurerna 48 och 49. Vidare kan man konstatera att ändringen i tillväxthastighet började ungefär samtidigt som plantorna började nå upp över snötäcket på vintern (7-8 månader lång) och definitivt lämnade den vindskyddande markvegetationen under sig på sommaren.

Björkens tillväxt under perioden 1960-64 var också imponerande. En enkel skattning gav cirka 2.5 m höjdtillväxt kring den nedre och 1.5 m kring de högre belägna provytorna.

Den årliga toppskott- eller höjdtillväxten åren 1960-63 uppmättes hösten 1963 på ett 20-tal plantor kring vardera huvudobservationsplatsen, figur 54.



Figur 54. Toppskottstillväxten 1960-63 på tre provytor på olika höjd över havet på Dundret.

The leading shoot increment 1960-63 on three sample plots at various altitude above sea level at Dundret.

I figuren kan urskiljas att toppskottlängden minskade då höjden över havet ökade. Men skillnaderna i medelskottlängd mellan ytorna var inte signifikanta (bilaga 5.6, plantorna påverkades mer eller mindre av en besprutning augusti 1962 mot lilla tallstekeln).

Sommartemperaturen (juni - augusti) var högre 1960 (12.9°C) och 1961 (12.1°C) än 1959 (11.7°C) och 1962 (9.1°C). Enligt figur 54 åtföljdes varma somrar av relativt stor tillväxt efterföljande sommar och kalla av relativt liten höjdtillväxt.

SAMMANFATTNING

Vindhastigheten och atmometeravdunstningen tilltog längs en sluttning med i genomsnitt 43 % respektive 19 % från en mätplats på 446 m höjd över havet till mätplatser på 488 och 502 m ö h. På 1 m höjd över marken var vindhastigheten låg. Den var exempelvis under juni - juli 1962 lägre än eller lika med 1.0 m/s 55 % av tiden (900 timmar) på mätplatserna på 446 m ö h och $\leq$ 1.0 m/s 28 % av tiden på 488 - 502 m ö h. Väsentligen berodde ökningen på att mätplatserna på högre höjd över havet haft ett friare läge. Men skilda miljöer vad beträffar markojämnheter och vegetation samt olika temperaturskiktning bidrog också till den stora differensen mellan mätplatserna.

Kvoten i atmometeravdunstning mellan mätplatsen på 446 m och platserna 488 och 502 m ö h kunde approximativt sättas lika med kvadratroten ur kvoten i vindhastighet.

Vindhastighetens och framförallt atmometeravdunstningens ändring från mätplats till mätplats påverkades av vindriktningen. Försöksområdets läge på en större bergssluttning medförde sannolikt läturbulens fläckvis. Detta fenomen uppträdde då vinden var riktad ut från sluttningen.

Kall luft, som bildats vid marken (snöytan) genom utstrålning, rörde sig utför sluttningen mot låglänt terräng. Enligt temperaturobservationer vid nästan vindstilla var luftrörelsen upp till en halv meters höjd inte jämn, utan kalluften torde ha rört sig stötvis nedför sluttningen.

Tallföryngringens höjdtillväxt, som fram till en planthöjd på cirka 60 cm (1960) varit konstant längs sluttningen avtog därefter (1960-69) med 10 och 24 % från provytan på 446 m till ytorna på 488 respektive 502 m ö h.

6 DISKUSSION OCH PRAKTISKA TILLÄMPNINGAR

dhastigheten
t värme- och
utbytet

Gasutbytet mellan blad och omgivande luft underlättas om skiktet med enbart diffusion vid bladytan kan hållas tunt dvs luften bör vara i rörelse. Anmärkningsvärt är, att luftströmningen ca 2 m ö m såväl i den glesa höglägesskogen i Linalompolo som i det högvuxna granbeståndet på Tönnersjöheden (500 st/ha) var lägre eller lika med 0.5 m/s under mer än 50 % av tiden. I nedre delarna av de härskande och medhärskande trädens kronor likväl som i underbeståndets kronor är luftrörelsen därför under lång tid så låg, att transpirationen och hastigheten på assimilationsprocesser direkt påverkas av en ändring i vindhastigheten. Samma förhållande råder också inom hyggenas fältskikt, men där under kortare perioder. Särskilt anmärkningsvärt är att den för västvind exponerade tallplantskogen på Dundret på 1 m höjd hade en vindhastighet som var lägre än eller lika med 1 m/s under minst 28 % av tiden (juni - juli 1962).

Vindhastigheten över öppen mark bör vara högre än 3 Beafort, vilket motsvarar måttlig vind med hastigheten 3.4 - 5.4 m/s, för att vindhastigheten 2 m ö m i de studerade skogsbestånden skall ligga över det värde, då den inte längre påverkar transpirationen.

Turbulensen sörjer för den vertikala transporten av koldioxid, vattenånga och värme. Turbulensen, den dynamiska, influeras såväl av skrovligheten (markens och vegetationens ojämnhet) som vindhastigheten. Åtgärder i skogsbruket, som minskar skrovligheten, innebär därför inte automatiskt att turbulensen och därmed vertikala utbytet minskar, eftersom vindhastigheten samtidigit ökar. Efter kalhuggning ökar dock turbulensen över fältskiktet avsevärt. Vindhastigheten ökar nämligen - upp till fem gånger enligt våra mätningar - samtidigt som skrovligheten hos fältskiktet inte minskar utan snarare ökar genom hyggesavfall. Man skapar alltså genom kalavverkning en avsevärt för-

höjd kapacitet för vertikaltransport av gaser och värme mellan fältskikt och atmosfär.

dhastigheten
elation till
ggens storlek
struktur

Frågan om hur storleken på hyggen påverkar klimatet kan delvis besvaras genom att ange hur långt ur på hyggen man kan observera påverkan fårn skogskanter. Vinden influeras härvid i betydligt större skala än andra meteorologiska element (ODIN 1974). Enligt författarens mätningar påverkas vindhastigheten på något olika sätt på sluttning och på plan mark. En reduktion av vindhastigheten på 10 % eller mer erhålls på ett avstånd från kvarvarande bestånd motsvarande 14 gånger kantträdens höjd på relativt plana hyggen i högläge. I en sluttning med tallplantskog erhölls samma reduktion redan vid ett avstånd motsvarande 6 - 7 gånger trädshöjden. Av trädslagen är det främst granen, som gynnas av vindlä. Men för att få en vindreduktion av betydelse, exempelvis på 50 % eller mer, måste man vara nära skogsbryn. På relativt plan mark, Linalompolo, låg gränsen för 50 % reduktion på ett avstånd om 3 gånger kantträdens medelhöjd eller ca 50 m ut från skogskanten (se tabell nedan).

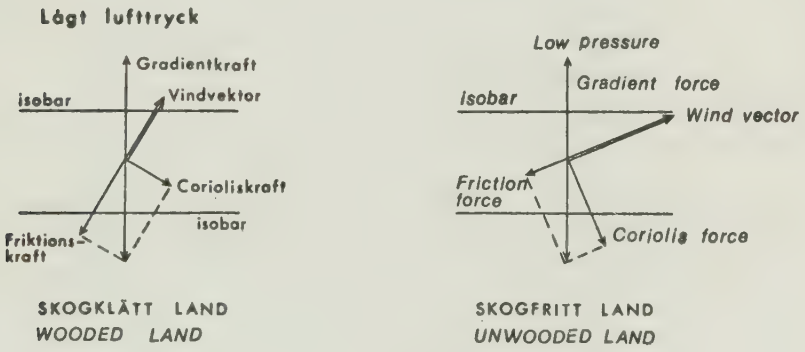
Reduktion i vindhastighet i %	Avstånd fr skogskant uttryckt i kantträdens medelhöjd (H)
50	3 x H
40	5 x H
30	7 x H
20	10 x H
10	14 x H
0	> 30 x H

Resultaten över läeffektens räckvidd innebär vidare att man på centrala delar av hyggen, som utvidgas från cirka 100 ha, får ett med hyggets storlek växande område, där vindhastigheten är oberoende av hyggesstorleken. Vinden bestäms där av topografin i omgivningen och av hyggets skrovlighet.

Om man hyggesrensar eller vidtar andra åtgärder som minskar skrovligheten, ökar vindhastigheten (figur 3). Självfallet ökar skrovligheten åter snabbt och vindhastigheten avtar allteftersom plantskogen växer. Skrovligheten minskar också sedan snötäcke utbildats, eftersom snön utjämnar markojämnheter och täcker risvegetationen. Minskad skrovlighet medför, som nämnts, ökad vindhastighet, men också större räckvidd för påverkan från grannområdet både ut över hygget och in i skogen.

ng i
lighet och
astighet
rre skala

Avverkning av skogar sänker drastiskt skrovligheten. En minskning till en 100-del, ja till en 1000-del, är ingen omöjlighet. Över skog är nämligen skrovlighetsparameternas värden höga (sid 26 och 28) medan de, som mätningarna i Linalompolo visar, kan vara låga på hyggen särskilt om mängden hyggesavfall är litet, vilket vanligen är fallet i höglägen. Värdena över skog kan t o m vara högre än över en storstad (SELLERS 1965 tabell 20).



Figur 55. Schematisk bild av krafter som bestämmer luftrörelsen nära jordytan samt av vinden över land dels med och dels utan skog. De tre krafterna, gradientkraften, friktionskraften och corioliskraften, balanserar varandra vid jämvikt. Friktionskraften antas som första approximation vara riktad mot luftrörelsen. Corioliskraften är proportionell mot vindhastigheten och riktad vinkelrätt mot luftrörelsen.

Schematic diagram of forces which determine the air movement close to the earth surface and of the wind over wooded as well as unwooded land. The three forces, the gradient, the frictional, and the coriolis force, balance themselves at equilibrium. The frictional force is as first approximation assumed to be directed towards the air movement. The coriolis force is proportional to the wind speed and directed perpendicularly to the air movement.

I det s k spiralskiktet som når 500 till 1000 m höjd, balanserar de i figur 55 angivna krafterna varandra vid stationärt tillstånd. Friktionskraften influeras av jordytans struktur, och luftrörelsen utövar mindre friktion mot skogfritt än mot skogbevuxet land.

På samma sätt som vinden ökar och vrider mot att bli mer isobarparallell från land och ut över hav, torde vinden efter vitt omfattande kalavverkningar, som figur 55 visar, dels öka och dels ändra riktning i förhållande till isobarriktningen.

äbälten i
kogsbruket?

Skogsbestånd ger i allmänhet ett lä på hyggen, som är av dålig kvalitet trots lång räckvidd. Den största vindreduktionen sker intill skogsbrynet. Svår turbulens inträffar vid högre vindstyrkor (KREMER 1967). Ett ojämnt fördelat snötäcke bildas med största snöanhopningen vid skogsbrynet. Andra negativa effekter, som uppstår såväl vid skogskanter som vid väl anlagda läbälten är: produktionsförluster genom konkurrens från träden (i en ca 10 m bred zon intill bäletet), stormfällningar samt ökad frostrisk intill bältet. Frostrisken ökar i, kuperad terräng, genom att kall luft däms upp och, på plan mark genom läverkan vid svag gradientvind. Denna skogskanters och andra hinders effekt på luftrörelsen framträder på flygfotografier, där yttemperaturen avbildas med hjälp av infraröd strålningsmätning, MATTSSON 1970 (ODIN 1972). Jämför man läbälten med skogskanter, skall man finna, som påpekats på sidan 55 , att smala flerskiktade bälten med hålprocenten 40 - 50 ger en längre läeffekt än skogskant, området för den största läeffekten blir förskjutet bort från läbältet, turbulensen minskar och snötäcket blir jämnare fördelat. Läbälten på höglägen mot skogsgränsen skulle kunna ge önskat vindskydd utan restskogens negativa effekter. Vindreduktionen skulle dock inte bli lika kraftig som i restskog.

en och skogs-
ngringen

Klimatet i höglägen växlar från år till år eller från period till period mellan kalfjällsklimat och det klimat som normalt råder på betydligt lägre höjd över havet. Plantorna utsätts alltså periodvis för stora klimatpåfrestningar, som nedsätter deras motståndskraft mot skador och sjukdomar. Beträffande tall har nordliga provenienser bättre motståndskraft än sydliga (se exempelvis EICHE 1966 och STEFANSSON & SINKO 1967).

HOLMGREN framhåller (1956 och 1961) att vinden, särskilt på stora hyggen i höglägen, kraftigt medverkar till plantavgång och skador. På samtliga lokaler med mätningar i höglägen var föryngringen emellertid bättre på vindexponerade platser såsom kullar än mindre vindexponerade platser såsom sänkor, gropar och lågt liggande plan mark. Vinden ensom torde alltså inte kunna vara en begränsande faktor för tallarnas överlevelse och tillväxt. EBELING framhåller sålunda (1961) temperaturklimatet som den betydelsefullaste faktorn och visar hur skadorna hänger samman med sena snörika vårar och kalla somrar. Gropar och svackor, där vinden hopar snö, blir senare snö- och tjälfria och får enligt Ebeling kortare vegetationsperiod och lägre marktemperatur än exponerade områden. Snörika år drabbas plantor i gropar och svackor dessutom mer av vårvinterskador än plantor på kullar (se nedan). Vinden eller luftrörelsen spelar en betydande roll dels genom att under vinterns lopp transportera snö från exponerade platser till platser i lä såsom gropar, svackor och slyområden och dels genom advektion vid nästan vindstilla, tillföra lågt liggande mark den kallaste och specifikt tyngsta luften.

På de med klimatmätningar studerade höglägeshyggena kunde inte observeras några mekaniska nötnings- och slitageskador på stammar och grenar av den typ som är vanlig vid trädgränsen. Trots den avsevärda vindökningen efter kalläggningen på Linalompolo var vindhastigheten över hygget endast hälften så hög

som uppe på närmaste kalfjäll. I detta sammanhang bör nämnas att man på bergssluttningar erhåller lä för vindriktningar inom en 180°- sektor. Vidsträckt plan mark är alltså mer vindexponerad än en sluttning såvida inte vindriktningar in mot sluttningen har avsevärt högre frekvens än riktningar ut från sluttningen.

I Linalompolo observerades under snösmältningen våren 1965 att tallplantorna starkt böjts och pressats ner i snön. Alla plantorna var därvid böjda åt öster. Sannolikt hade de pressats ner vid hård västlig vind med tätt snöfall och en temperatur nära 0°C. STEFANSSON & SINKO redovisar (1967) från andra höglägeshyggen kabie-skador - företrädesvis vid stambasen - som sannolikt bildats på detta sätt. Självfallet ökar risken för nedböjning efter kalläggning på grund av ökad vind. Lövsly och andra hinder som kan ge tallplantorna stöd och lä har i detta sammanhang en positiv effekt under förutsättning att stödet inte medför att snö avlastas över plantorna och att de inte lider av konkurrensen. Djupt snötäcke ökar också risken för snöskytteangrepp. HAGNER redovisar (1975) hur miljön intill en snöskärm krafigt gynnat plantöverlevelsen coh höjdtillväxten hos tall. Räckvidden på den gynnsamma effekten upphörde redan på cirka 1.5 m avstånd från skärmen. Snödjupet under och omedelbart intill en skärm är extremt tunt på grund av relativt mycket hög vindhastighet genom skärmens öppningar.

Den typ av skada på plantor och träd, och som uppträder under vårvinterns starka instrålning då marken är frusen (eventuellt med snötäcke), torde under normala år drabba områden med sen snösmältning mer än exponerade områden med tidigare snösmältning. Instrålningen ökar nämnligen från den tidiga mot den sena våren. Dessa vårvinterskador, som vissa år också svårt kan drabba skogsplanteringar i södra Sverige, diskuteras ingående av BÄRRING (1967). Endast kalla och extremt snöfattiga

vårar blir på högl̈agen fördelningen av skador och plantavgång motsatt den normala,nämligen så att de sol- och vindexponerade lokalerna drabbas hårdast. Omkring trädgränsen förekommer kalblåsta fläckar i långt större utsträckning än på skogsmark. Där är därför vårvinterskador sannolikt långt mer vanliga än på högl̈ageshyggen. TURNER redovisar (1971) sålunda att gran- och lärkplantors överlevelse och tillväxt minskade med ökad vind vid trädgränsen i Alperna. Tallplantornas överlevelse var emellertid, som nämnts, bäst på vindexponerade platser på de studerade **höjdl**ägena.

den och trädens lväxt

Undersökningar refererade av MITSCHERLICH (1971) visar att trädhöjd, årsringsbredd och volymtillväxt avtar med ökande vindexposition. Träd nära skogskanter har därvid jämförts med längre in i beståndet stående träd. Minskningen av tallarnas höjdtillväxt uppför sluttningen på Dundret, som började först sedan plantorna nått 60 cm höjd, kan bland flera faktorer återspegla den ökande vindhastigheten uppför sluttningen.

Den ökande luftrörelse, som följer med gallring i täta bestånd, kan ha en positiv effekt på enskilda träds tillväxt, eftersom gasutbytet sannolikt underlättas.

Beräkning av skrovlighet och avdunstning på skogsmark

Skrovligheten är, som kanske framgått av diskussionen, en intressant skogsmeteorologisk faktor eftersom den påverkar inte bara vinden utan också vegetationens värme- och vattenhushållning. Positivt i undersökningen var att skrovlighetsparametern lät sig bestämmas över hygget i Linalompolo och att dess variation med vindens hastighet och riktning var ringa. Lavdominerad hyggesvegetation, gav ungefär samma värden som ängsmark med glest 10 cm högt gräs. Fortsatta vindprofilundersökningar över hyggen skulle sannolikt visa på att skrovligheten starkt varierar med vegetationstyp och utförd hyggesbehandling.

Om man vill kartlägga variationen i potentiell avdunstning i skogsmark, måste man mäta i många punkter. Det finns då inga andra instrument att tillgå än atmometrar. Stort utrymme har därför ägnats åt en kritisk värdering av atmometrar, speciellt evaporimetern enligt Piche. Sammanfattningsvis kan sägas att den fungerade som en dålig vindmätare upp till en viss gräns i vindhastighet över vilken avdunstningen var vindoberoende. Men atmometern uppträder härvidlag inte mycket annorlunda än våta löv och barr, dvs avdunstningen från evaporimeterns skiva och våta fritt hängande blad överensstämmer kvalitativt.

De mikrometeorologiska metoder, som använts vid beräkning av ett höglägeshygges skrovlighet och energibudget, har utarbetats vid förhållanden som starkt avviker från förhållandena på skogsmark. Beräkningen av evapotranspirationen från hygget i Linalompolo gav värden på avdunstningen som låg nära den maximalt möjliga. Endast under ett av de fyra dygn då undersökningen pågick, var under eftermiddagen avdunstningsmängden långt under den maximalt möjliga transpirationen från den sparsamt förekommande risvegetationen. Avdunstningen från det torra lavtäcket var sannolikt försumbar. Advektion torde ha bidragit till de höga värdena under övriga dygn.

Evapotranspirationen beräknad med meteorologiska metoder borde avspegla transpirationens dagliga gång samt också transpirationens variation med vindhastigheten förutsatt att evaporationen från markytan kan försummas i jämförelse med transpirationen. Studien över evapotranspirationens vindberoende visar, att den faktiska transpirationens variation med luftrörelsen kan ha erhållits. För att säkert fastställa sambandet krävs emellertid många fler mätningar under konstanta väderleks- och markfuktighetsförhållanden och dessutom gärna en samtidig mätning av transpirationen.

LITTERATURFÖRTECKNING

AGER, B. H:son 1964. Studier över klimatet i Norrland, Dalarna och Värmland. (Studies of the Climate in North and Central Sweden). - Stud For Suec Nr 19.

ASLYNG, H.C. 1958. Shelter and its effect on climate and water balance. - Oikos 9.

-- & HANSSEN, L. 1960. Vandfordampning og vindhastighed ved Statens Forsögsstationer. - Tidskr f planteavl 64.

BAUMGARTNER, A. 1956. Untersuchungen über den Wärme - und Wasserhaushalt eines jungen Waldes. - Ber Dt Wetterdienst Bd 5, Nr 28.

-- 1965. The heat, water and carbon dioxid budget of plant cover: methods and measuremants. - Proceedings of the Montpellier Sympos, UNESCO, Paris pp 495-572.

BERZ, G. 1969. Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmospherischen Transport. - Münchener Universitätsschriften, Wiss Mitt 16.

BODROFF, V. 1936. The influence of shelterbelts on the microclimate of adjacent territories. - Journ Forest 34.

BRINGFELT, B. 1975. Mikrometeorologiska metoder att bestämma avdunstning. - Vannet i Norden, 3 -1975.

BUSINGER, J.A., WYNGAARD, J. C., IZUMI, Y. & BRADLEY, E.F. 1971. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. - Journ Atmospheric scien, vol 28, pp 181-189.

BÄRRING, U. 1967. Studier av metoder för plantering av gran och tall på åkermark i södra och mellersta Sverige. (Studies of Methods employed in Planting of Picea abies (L.) H. Karst. and Pinus silvestris L. on Farm Land in Southern and Central Sweden). - Stud For Suec Nr 50.

CHANG, J-H. 1968. Climate and Agriculture. An ecological Survey. - Aldine Publishing Co,Chicago.

EBELING, F. 1961. Vindens betydelse för skogens avverkning och föryngring särskilt i de norrländska höjdlägena. - Ett genmäle. - Norrl Skogsvårdsförb Tidskr 2.

EICHE, V. 1966. Cold Damage and Plant Mortality in Experimental Provenancy Plantations with Scots Pine in Northern Sweden. - Stud For Suec Nr 36.

FLOWER-ELLIS, J.G.K. 1974. Growth and morphology in the evergreen dwarf shrubs Empetrum hermaphroditum and Andromeda polifolia at Stordalen. - Primary Production and Production Process. Tundra Biome Ed: L.C. Bliss & F.E. Wielgolaski.

FORSMAN, A. 1969. Mät- och beräkningsmetoder för bestämning av avdunstning. - International Hydrological Decade. Sweden. Stat Naturv Forskningsråd. Report No 4.

GAASTRA, P. 1970. Preddiction and Measurement of Photosynthetic Productivity. - IBP/PP Technical meeting, Třeboň. Centre Agric Publ & Doc, Wageningen.

GATES, D.M. 1963. Leaf temperature and energy exchange. - Arch Meteorol, Geoph and Bioklimat, Series B, Band 12, 2 heft.

GAY, L.W. 1973. Energy Exchange Studies at the Earth's Surface. I. Energy Budgets of Desert, Meadow, Forest and Marsh Sites. - Department of Forest Engineering. Oregon State Univ Technical Report No 73-1.

GEIGER, R. 1959. The Climate near the Ground. 3rd ed. - Harward Univ Press, Cambridge, Massachussets, p 28 table 9.

-- 1961. Das Klima der bodennahen Luftschicht. 4th ed. - Friedrich Vierweg & Sohn, Brunswick.

GOLUBEVA, L.A. 1941. The influence of forest shelterbelts of different design on microclimate and snow accumulation. - Itogi naučno-isledovatelskih rabot v oblasti agrolesomelioracii za 1939 god. VNIALMI Moscow.

HAGNER, M. 1975 Tallplantors (Pinus silvestris L.) överlevnad gynnas av miljön intill en snöskärm. - Rapport till Statens Råd för Skogs- och Lantbruksforskning.

HOLMGREN, A. 1956. Expositiones betydelse för tallkulturens utveckling på stora hyggen å hög nivå i Norrland. - Norrl Skogsvårdsförb Tidskr 1.

-- 1961. Vindens betydelse för skogens avverkning och föryngring särskilt i norrländska höjdlägen. - Norrl Skogsvårdsförb Tidskr 1.

HÖGSTRÖM, U. 1968. Studies of the natural evaporation and energy balance. - Tellus vol 20 Nr 2.

-- 1974. A field study of the turbulent fluxes of heat, watervapor and momentum at a typical agricultural site. - Quart Journ Roy Meteorol Soc. Vol 100. No 426 pp 624-639.

JENSSEN, M. 1954. Shelter effect. Investigation into the aerodynamics of shelter and its effect on climate and crops. - Danich Techn Press Copenhagen.

KAISER, H. 1954. Über die strömungsverhältnisse in Bergland. - Met Rundschau 7.

KERSHAW, K.A. & ROUSE, W.R. 1971. Studies on lichen - dominated systems. I. The water relations of Cladonia alpestris in spruce-lichen woodland in northern Ontario. - Canadian Journ of Bot. Vol 49 pp 1389-1399.

KIESE, O. 1972. Bestandmeteorologische Untersuchungen zur Bestimmung des Wärmehaushalt eines Buchenwaldes. - Ber des Inst Meteorologie und Klimatologie der Techn Univ Hannover Nr 6 pp 87-98.

KITTREDGE, J. 1948. Forest influences. The Effects of Woody Vegetation on Climate, Water and Soil, with Applications to the Conservation of Water and the Control of Floods and Erosion. - Mc Graw-Hill Book Co New York, Toronto, London.

KLEMMER, L. 1969. Die Periodik des Radialerwachses in einem Fichtenwalt und deren meteorologische Steuerung. - Univ München Meteorologisches Inst Wiss Mitt Nr 17.

KREČMER, V. 1967. Das Mikroklima der Kiefernkahlschläge. - Wetter und Leben 20 pp 61-72, 137-151.

KREUTZ, W. 1952. Der Windschutz. Windschutztechnik, Klima und Bodenerhag. - Ardey - Verlag. Dortmund.

LANDSBERG, J.J. & JARVIS, P.G. 1973. A numerical investigation of the momentum balance of a spruce forest. - Journ appl Ecol 10 pp 645-655.

LILJEQUIST, G.H. 1956-1957. Energy exchange of an antarctic snow-field. (Wind structure in the lower layer. Surface in versions and turbulent heat transfer). - Norwegian - British - Swedish Antarctic Expedition, 1949-52. Scientific results, vol II. Norsk Polarinstitutt. Oslo.

-- 1962. Meteorologi. - Generalstabens litografiska anstalts förlag. Stockholm.

— 1970. Klimatologi. - Generalstabens litografiska anstalts förlag. Stockholm.

LOWRY, W.P. 1969. Weather and Life. An Introduction to Biometeorology. - Academic Press. New York & London.

LUMLEY, J.L. & PANOFSKY, H.A. 1964. The Structure of Atmospheric Turbulence. - John Wiley & Sons. New York.

LUNDMARK, J-E. 1974. Ståndsortsegenskaperna som bonitetsindikatorer i bestånd med tall och gran. (Use of site propertives for assessing site index in stands of Scots pine and Norway spruce). - Inst f växtekologi och marklära. Rapp och Upps Nr 16.

MATTSSON, J.O. 1970. Microclimatic conditions in forest areas studied with infrared technique. - Oikos 21 Copenhagen pp 174-184.

-- 1974. Försök till bedömning av terrängens förutsättningar att påverka det lokala temperaturklimatet vid utstrålningsväder. - Lunds Univ Naturgeogr Inst. Rapp och not 24.

MITSCHERLICH, G. 1971. Wald, Wachstum und Umwelt. Eine Einführung in die ökologischen Grundlagen des Waldwachstums. 2. Band.Waldklima und Wasserhaushalt. - J.D. Sauerländer's Verlag. Frankfurt am Main.

MONTEITH, J.L. 1965. Evaporation and Enviroment pp 205-234 in "The state and movement of water in living organism" Ed: G.E. Fogg. - Academic Press. New York & London.

— 1973. Principles of Environmental Physics. - - Edward Arnold Publishers Ltd, London.

MORK, E. 1968. Ökologiske undersökelser i fjellskogen i Hirkjölen forsöksområde (Ecological Investigations in the Mountain Forest at Hirkjölen Experimental Area). - Medd Det Norske Skogsforsöksvesen Nr 93 Bind XXV.

MUKAMMAL, E.I. & BRUCE, J.P. 1960. Evaporation measurements by pan and atmometer. - Intern Union Ceod & Geoph. Ass Scien Hydrol No 53 pp 408-420.

MÜLLER, H. 1967. Standortsökologische Wasserhaushaltsuntersuchungen an Vaccinium myrtillis L. - Arch Forstwes Bd 16 H. 6/9 pp 587-590.

NEUSTEIN, S.A. 1965. Windthrow on margin of various sizes of felling area. - Forestry Comm pp 166-171.

NYBERG, A. 1939. Temperature measurements in an air layer very close to a snow surface. - Medd serien. Upps nr 27. SMHA.

-- 1965. A study of the evaporation and the condensation at a snow surface. - Ark f geofysik. Band 4 nr 30.

NÄGELI, W. 1943. Untersuchungen über die Windverhältnisse in Bereich von Windschutzanlagen. - Mitt Schweiz Anst Forstl Versuchswesen. Zürich, 23 nr 1 pp 223-276.

— 1953. Untersuchungen über die Windverhältnisse im Bereich von Schilfrohrwänden. - Mitt Schweiz Anst Forstl Versuchswesen. Zürich, 29 Nr 2.

-- 1954. Die Windbremsung durch eninen grossen Waldkomplex (Ein beitrag zum Problem der Schutzstreifenbreite). - Berichte 11. IUFRO- kongress 1953 Rom, Florens pp 240-246.

ODIN, H. 1964. Skogsmeteorologiska undersökningar i höjdlägen. (Investigations of forest meteorology in upland terrain). - Kungl Skogs- & Lantbruksakad Tidskr Årg 103 pp 198-226.

-- 1969. Hyggesstruktur och mikroklimat.- Föryngringsfrågor i det mekaniserade skogsbruket. SJFR, kurskomp pp 21-31.

-- 1972. Orienterande termisk kartläggning av skogsmark under natten med remote sensing teknik. Sammanfattning. -IBP: Norden No 10, Oslo pp 53-57.

-- 1974. Några meteorologiska förändringar vid hyggesupptagning. (Some Meteorological Effects of Clear Felling). - Sv Skogsvårdsförb Tidskr 1 1974 pp 60-65.

-- & PERTTU, K. 1966. Strålningsmätningar nära skogsgränsen i norra Sverige. (Radiation measurements near the forest limit in northern Sweden). - Meteorol inst. Uppsala Univ Serien Rapporter, nr 2.

PANOFSKY, H.A. 1963. Determination of Stress from Wind and Temperature Measurements. - Quart Journ Roy Meteorol Soc 89 pp 85-94.

PENMAN, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. - Proc Roy Soc London A 193 pp 120-145.

-- & LONG, J.F. 1960. Weather in wheat - an assay in microclima biology. - Quart Journ Roy Meteorol Soc 86 pp 16-50.

PERSSON, P. 1975. Stormskador på skog. Uppkomstbetingelser och inverkan av skogliga åtgärder. (Windthrow in forests. It's causes and the effect of forestry measures). - Inst f skogsproduktion, Rapp och Upps Nr 36.

PERTTU, K. 1970. Radiation measurements above and in forest. - Stud For Suec No 72.

-- 1971. Faktorer som påverkar barr- och bladtemperaturer. (Factors affecting needle and leaf temperatures). - Ins f skogsföryngring. Rapp och Upps Nr 25.

-- 1972. Skogsgränsens beroende av olika klimatologiska och topografiska faktorer. (The dependence of the forest limit upon different climatological and topographical factors). - Inst f skogsföryngring. Rapp och Upp Nr 34.

PISEK, A. & CARTELLIERI, E. 1941. Der Wasserverbrauch einiger Pflanzenvereine. - Jb wiss Bot 90 pp 255-291.

POLSTER, H. 1950. Die physiologischen Grundlagen der Stofferzeugung im Walde. - Bayer Landwiss Verlag. München.

PRIESTLY, C.H.B. 1959. Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere. - Univ of Chicago Press. Chicago & London.

ROSENBERG, N.J. 1974. Microclimate. The Biological Environment. - John Wileys & Sons, New York, London, Sydney, Toronto.

SELLERS, W.S. 1965. Physical Climatology. - Univ of Chicago Press. Chicago & London.

SIRÉN, G. 1955. The development of spruce forest on raw humus sites in northern Finland and its ecology. - Acta For Fenn 62:4.

STEFANSSON, E. & SINKO, M. 1967. Försök med tallprovenienser med särskild hänsyn till norrländska höjdlägen. (Experiments with provenances of Scots Pine with special regard to high-lying forests in Northern Sweden). - Stud For Suec Nr 47.

STÅLFELT, M.G. 1944. Granens vattenförsörjning och dess inverkan påvattenomsättningen i marken. (The Water Consumption of the Spruce). _ Kungl Lantbruksakad Tidskr Årg LXXXIII.

SUTTON, O.G. 1953. Micrometeorology. A study of physical processes in the lowest layers of the earth's atmosphere. - Mc Graw-Hill Book Co New York, Toronto, London.

SÖDERSTRÖM, V. 1971. Mätning av markfuktighet. - Skogen nr 8 pp 256-257.

— 1971 b. Ekonomisk skogsproduktion. - LT förlag Stockholm.

TAMM, O. 1959. Studier över klimatets humiditet i Sverige. - Kungl Skogshögsk Skr 32.

TANNER, C.B. 1960. Energy balance approach to evapotranspiration from crops. - Proceedings Soil sci Soc Amer 24 pp 1-9.

TNC 43. 1969. Skogsordlista. - Tekniska Nomenklaturcentralens publikationer nr 43.

TRANQUILLINI, W. & TURNER, H. 1961. Untersuchungen über die Pflanzentemperaturen in der subalpinen Stufe mit besonderer Berücksichtigung der Nadeltemperaturen der Zirbe. - Mitt d forstl Bundes-Versuchsanstalt Wien 59 pp 127-151.

TROEDSSON, T. 1966. Skoglig markkartering som grund för bedömning av bördigheten. - Svensk Lantmät Tidskr 58 (1).

TURNER, H. 1971. Mikroklimatographie und ihre Anwendung in der Ökologie der subalpinen Stufe. - Ann der Meteorol. Neue Folge Nr 5.

UTAAKER, K. 1963. The local climate of Nes, Hedmark. - Univ i Bergen skrift Nr 28.

WALLÉN, C.C. 1966. Global solar radiation and potential evapotranspiration in Sweden. - Tellus Vol 18:4- pp 786-800

WMO World Meteorological Organization. 1964. Windbreaks and shelterbelts. - Technical note No 59. WMO - No 147. TP 70.

— 1966. International Meteorological Vocabulary. - WMO/OMM/BMO - No 182 TP 91.

— 1966 b. Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. - Technical note No 83. WMO - No 201. TP 105.

ENGLISH SUMMARY

STUDIES OF WIND AND EVAPORATION IN FORESTS AND CLEAR-FELLED AREAS

The way in which the wind affects vegetation not only of the forest trees but also of the field- and ground layers is indeed a complicated process insofar that it has a direct or indirect bearing upon all the terms involved in the heat budget. Physiological processes, such as photosynthesis and transpiration are influenced by the air current moving past the leaves at a rate of 1 meter per second.

Chapter 1 in this study is an introduction of biometeorology in which the influence of wind on the energy budget and various heat transfer processes has been discussed. In this chapter, which aims at supplying background information, I have also presented different methods of measuring and calculating evaporation as a result of meteorological observations.

The aim of the investigation

Many methods are used in forestry and clear-felling, which aims at acilitating the growth of plants and young trees, is a method frequently used. This investigation aims at finding out wind- and evaporation conditions of plants by measuring at the height of approximately 2 metres above ground in stands as well as in clear-felled areas. The range of influence from the edge of the forest in wind and atmometer evaporation has been studied and also the connection between the distribution of wind speed and atmometer evaporation on clear-felled areas.

The roughness length is a measure of the uneveness of the ground and the vegetation. Three summers' roughness and the evapotranspiration during some days and nights at a clear-

felling situated in a mountain area called Linalompolo has been considered and accounted for.

The term "mountain area" indicates the zone located between the border dividing coniferous forest and mountain and the 200 metre-level below the forest border. The natural regeneration of coniferous forest in mountain areas is strongly limited due to unfavourable climatic conditions.

Fields of research

Investigations have been carried out in four places in Sweden, table 2. Three of these are situated in mountain areas, those of Linalompolo, Dundret and Enafors. Linalompolo and Dundret are situated near Gällivare, 50 kilometers north of the polar circle. The topography of these fields and their close surroundings are shown in figures 8 - 10. Table 3 describes the vegetation found in wooded areas and clear-felled areas.

Methods and theoretical aspects

Cup anemometers were used to measure speed or run of the wind. Piche-Atmometers were used to measure evaporation.

Results of observations achieved at points of measurements (x) in forest and in clear-felled areas have been related to results of observation from a place of reference (R) placed far away in an open field. The variation in the ratio of $\frac{x}{R}$ indicates the real variation in wind speed and atmometer evaporation between the points of measurement.

According to KITTEREDGE (1948) the relative value $\frac{x}{R}$ varies less at this speed of wind than does the difference (X-R). In any forest with less speed of wind than in open ground, the occurence

of low speeds of wind not capable of starting the rotation of the cups is more likely. This is a fact which entails an error of difference in the measuring of speed of wind between forest and open ground. To a certain extent, however, the error is counteracted by the fact that measuring of wind does not take place in areas displaying a speed of wind at its lowest that is in crowns of trees and near the surface of trunks and branches.

The measuring of the border zones at both sides of the forest was carried out along lines placed at right angles to the forest edges.

The aerodynamic resistance to vapour flow (r_a), is defined according to MONTEITH (1973) by the equation:

$$E_V = \frac{\rho c_p}{L\gamma} \frac{e_o - e_z}{r_a}$$

E_V measures the evaporation in water from wet yegetation

ρ, C_p, L and γ are constants (γ = psychometer constant 0.66 mb/^oC)

$(e_o - e_z)$ is the difference of vapour pressure in air between the surface level and the level z .

The above equation describes the process of heat taken from the air to evaporate. The Piche-evaporimeter can be looked upon as a wet thermometer in a psychometer. To begin with heat for evaporation is thus taken from the wet disc of the evaporimeter. Evaporation E_A is in this case described as follows:

$$E_A = A \frac{e_s - e}{r_a}$$

A is a constant of proportionality among other things due to radiation.

e_s is the saturation vapour pressure on the wet surface and

e is the present vapour pressure of the air.

An air current brought past the disc or any wet water saturated body makes $(e_s - e)$ decrease, since the body is brought to cool. At the same time the resistance of diffusion (r_a) decreases i. e. the flow of vapour from the surface into surrounding air is facilitated. The total effect of the processes makes the evaporation increase with the windspeed as follows $E_A \approx$ constant $v\bar{u}$ (NÄGELI 1943 and others). The constant of proportionality is presumably constant. Gradually, however, with an increase in wind speed a limit is achieved above which evaporation from a small wet body is independent of the speed of wind, figure 26. This limit in the speed of wind is influenced by absorbed radiation as well as saturation deficit $(e_s - e)$ figure 7. Thus low illumination and humid air are factors that cause evaporation to become independent of the speed of wind even at low values, lower than 2 m/s approximately as shown in the example of table 9. The size and the shape of the body and its orientation towards the air current are also important factors involved in measuring the rate of speed above which evaporation is independent of wind.

The roughness parameter (z_o) was studied at the place of clear-felled area at Linalompolo during the summers of 1967 to 1969. Sixty per cent of the cover of ground vegetation consisted of lichen, 3 centimeter-high, thirty per cent heather and crow-berries in 10 centimeter-high tufts and sparsely growing plants of pine and bushes of birch. Average wind profiles at neutral stability conditions were measured from at least 13 in mast momentariously measured wind

profiles. Wind profiles were studied during different periods in the summer, for varying classes of wind speed as well as the four main wind directions (appendix 5.4, table 1 and 2).

Penman's formula (equation 28, page 49) was used to measure the potential evaporation per month in the clear-felled areas of Dundret and Linalompolo.

The evapotranspiration ($E_V = \frac{E}{L}$) was the resulting rest factor from the energy balance equation such as follows:

$$E = R_n - H - B, \text{ in which}$$

E is the vertical latent heat flux

R_n is the net radiation measured

H is the vertical sensible heat flux

$H = -\rho\, c_p\, \kappa\, u^*\, \Delta\theta \quad \frac{1}{\ln \frac{z_1}{z_2}}$ (SELLERS 1965)

in which is

ρ is the density of air

C_p is the specific heat of air at constant pressure

κ is von Káramán's constant 0.4 and u is the friction velocity

$\Delta\theta = \Delta T$ in which ΔT indicates the difference in average temperature between levels of heights

$z_1 = 20$ cm and $z_2 = 50$ cm

The above equation is the result fo flux- and gradient relation for sensible heat $H = -\rho\, c_p K_H \frac{\partial\theta}{\partial z}$ and for impulse $\tau = \rho K_M \frac{\partial u}{\partial z}$ It is presumed that the turbulent exchange coefficients K_H and K_M are similar. The relation $K_H = K_M$ seems reasonable

for a layer of air up to one meter above ground. The turbulence there is more straight related to the roughness of the ground. The logarithmic relation is furthermore presumed to be valid for heights up to one meter at deviations from neutral stability conditions, i. e. at inversion and lapse.

B is the amount of heat (W/m^2) stored and utilized in vegetation and ground and was the result achieved by summing B' of three layers.

B' is the change in the amount of heat per hour in a layer of thickness dz and the surface 1, is formulated as follows:

$$B' = \rho c \Delta' T dz$$

in which

ρ = density of ground

c = specific heat of ground

$\Delta' T$ = change in mean temperature of the layer per time unit.

Results and discussion

e wind speed in
orests and in
lear-felled areas

The gas exchange between leaves and surrounding air is prohibited by the layer with solely diffusion at the leaf surface. This layer is thin, when the air is supposed to be in motion. Remarkable is that the air current at about 2 metres above ground level in sparse, mountain forest at Linalompolo, as well as in tall spruce stand at Tönnersjöheden (500 st/ha), was lower than or equal to 0.5 m/s during more than 50 per cent of the observations (table 5 and appendix 5.1 table 1). In the lower parts of the dominant and co-dominant trees, as well as in the crowns of the understoresys, the air current is consequently during a long time so slow that the transpiration and the speed of the assimilation processes are directly affected by a change in the wind speed. Within the field layer of the clear-

The evaporation in mountain forests, measured during the summer by means of Piche evaporimeters at a height of 0.5 - 1.0 metres above ground level, was as an average 58 per cent of the evaporation on clear-felled areas (figure 17). Thus the measured evaporation of atmometers increased by 1.7 after clear-felling. In stand gaps and glades the evaporation was 11 per cent higher than measured evaporation below the trees (appendix 5.2, table 2). Two depressions of a clear-felled area had as an average 12 per cent lower atmometer evaporation than level ground (appendix 5.2, table 2).

The wind speed and the atmometer evaporation on both sides of forest edges

Areas on both sides of the borders of forest land of various types, so-called border areas are affected by the conditions on adjoining areas (figure 6). Places of measurement and sample plots, which are to be representative for a special type of forest land, have to be placed outside the border areas. Various factors involve various breadth of the border areas. The wind speed is the meteorological element which causes the largest breadth.

On the border area of the clear-felled area the mean wind speed and the atmometer evaporation was lower the closer to the forest edges the measurement points were placed (figures 19 - 23). The breadth of the border area, i. e. the distance between the edge of the clear-felled area and the limit of a 10 per cent reduction, has been studied on two mountain areas in the north. Measurements of the wind speed resulted in a breadth of the border area, which was about 14 times the mean height of the border trees on fairly level ground and 6 - 7 times the mean height on a slope with pine regeneration (figure 23 and table 8). The range of the lee effect consequently increases with decreased uneveness of the terrain and the vegetation.

felled areas, are the conditions similar. For example, the thicket stage at Dundret, had a wind speed lower than or equal to 1 m/s during at least 28 per cent of the time (June - July 1962, figure 49). The wind speed above open ground is bound to be higher than 3 Beaufort, which corresponds to moderate wind, 3.4 - 5.4 m/s, so that the wind speed 2 metres above ground level in the examined stands would exceed the value where it no longer affects the transpiration.

Clear-felling results in a considerable increase of wind. At two metres height in mountain forest and in tall spruce forest the wind speed was 20 and 40 per cent of the clear-felled areas wind speed (figures 12 and 13). The spruce stand lacked understoreys and reduced the wind speed less than the sparse uneven mountain forest.

The mean wind speed in forests varied insignificantly from point to point (figures 14 and 15). Naturally was the variation considerably during short measurement periods and during a certain mean wind direction (figure 16). The variation of the wind speed from point to point, which is caused by irregularities in ground and vegetation and which was measured during longer periods, about a week, at Tönnersjöheden, was greater on clear-felled area than in forest, absolutely as well as relatively in relation to the wind level on clear-felled area and in forest respectively (appendix 5.1, table 2).

nometer eva-
ration in
rests and
ear-felled
eas

The evaporation from an atmometer can be related to the evaporation from a small, wet surface such as a wet leaf or needle. It is however not representative neither to present nor potential evaporation.

The atmometer evaporation on clear-felled areas was also reduced by forest edges but the border areas were from one third to slightly more than half as broad as the border areas of the wind speed.

In a broad transitional zone between clear-felled area and forest, horizontal gradients in wind speed and atmometer evaporation accordingly occured. The amount of the gradients was largest in a zone around the forest edge and then decreased with increasing distance from the forest edge, partly into the stand and partly out over the clear-felled area. The area with the lowest wind speed and atmometer evaporation on the clear-felled area was consequently situated to the forest edge. The sparse forest accordingly acted as a dense lee zone (figure 24).

More favoured by wind-lee is the spruce compared to pine and birch-trees. It is necessary to be near forest edges in order to obtain a windreduction of significance. On comparatively level ground, the limit for a 50 per cent reduction was at a distance 3 times the mean height of the border trees or about 50 meteres from the forest edge (see table below).

Reduction in wind speed in per cent	Distance from forest edge expressed in the mean height of the border trees (H)
50	3 x H
40	5 x H
30	7 x H
20	10 x H
10	14 x H
0	> 30 x H

The results obtained regarding the range of the lee effect show that the wind in central parts of 100 hectars and

larger clear-felled areas not are affected by forest edges. The wind speed here is not dependent on the size of the clear-felled area but is determined by the topography of the environment and by the roughness of the clear-felled area.

The wind reduction from forest edges and over clear-felled areas was independent of the mean wind speed for winds concerning the whole observation material, which included all occuring wind directions (figure 23). At measurements of wind directions perpendicular to the forest edge, the wind reduction was greater at low than at high mean wind speed (figure 24). The reduction was accordingly greatest and most far-reaching over the clear-felled area at wind out from the forest edge (figure 23). On an average and for all occurring wind directions during the measurement period, the wind speed was reduced on clear-felled areas by forest edges out to a distance of 5 to 10 times the mean height of the border trees, and the atmometer evaporation about 3 times the mean height (table 8).

Forest stands do not as a rule give a good protection against wind on clear-felled areas. The greatest wind reduction is to be found near the forest edge. Violent turbulence occurs at higher wind forces. An unevenly distributed covering of snow is formed with the greatest depth of snow near the forest edge. Additional negative effects which arise at forest edges as well as at carefully planned shelterbelts are: production losses by competition from the trees (in an area about 10 metres in breadth close to the zone), wind throws and an increased risk of frost close to the zone. The risk of frost in hilly terrain increases by the damming up of the cold air and on level ground by the lee effect at light gradient wind. By comparing shelter-

belts and forest edges one will find that narrow, multi-storeyed belts with the hole-percentage 40 - 50 gives a more far-reaching lee effect than forest edges, moves the area with the greatest lee effect away from the lee belt, reduces the turbulence and distributes the snow over more evenly. Shelter belts or windbreaks in mountain areas should be able to give desired wind protection without the negative effects of the creamed forest. The wind reduction would not be as strong as the one in creamed forest, however.

The relationship between wind speed and atmometer evaporation within border area on both sides of forest edges

All atmometers, as well as the Piche-evaporimeter used at the investigation are affected by wind much more then current and potential evapotranspiration are affected by wind. With increasing wind, a wind speed is gradually reached, of which the evaporation from the Piche-evaporimeter becomes independent of the wind speed. At laboratory tests, i. e. indoor conditions, this limit value was found to be 6 m/s (figure 26). The limit value is a function of the size of the incident radiation and vapour pressure deficit.

For periods with mostly clear weather and for long measurement periods during the summer with variable weather, one month or longer, the relationship in atmometer evaporation between two measurement places was as follows:

$$E_{A1} / E_{A2} \approx \sqrt{U_1} / U_2, \text{ where}$$

U = the mean wind speed.

The equality holds good provided that the measurement places have the same radiation conditions, temperature, and air humidity, and that the evaporation during periods with

evaporation independent of wind can be omitted compared to the evaporation during periods when it is affected by the wind speed.

During periods of whole summers, the distribution of the atmometer evaporation over the border area of clearings in mountain areas was determined by the wind speed distribution. The evaporation was here reduced by adjacent forest at approximately half the percentage of the wind speed, or, to put it more precisely: the relative atmometer evaporation was equal to the square root of the relative wind speed (figures 27 and 28). The results correspond with investigations carried out in Central Europe. During measurements of different mean wind directions in the clear-felled area at Linalompolo and over the pine thicket stage at Dundret, the relationship between wind speed and atmometer evaporation was effected by both the direction of the wind and by the wind speed (figure 29).

he roughness
ength

Turbulence is the whirling and unsettled motion of the air. The turbulence is responsible for the vertical transport of carbon dioxide, vapour and heat in the lowest layer of the atmosphere, up to a height of about 100 metres. The dynamic turbulence is affected by the roughness, as well as by the wind speed. Measures taken in forestry which reduce the dynamic roughness do not automatically lead to a reduction of the turbulence as well as the vertical exchange, since the wind speed at the same time increases. After clear-felling, however, there is a considerable increase of the turbulence over the field layer. The wind speed increases up to five times according to our measurements. There is at the same time no reduction of the roughness of the field layer. On the contrary, there is an increase on account of logging waste.

Clear-felling consequently involves a considerably greater capacity for vertical transport of gases and heat between the field layer and atmosphere.

The roughness length (z_o) determined from 21 mean wind profiles or a total of 562 wind profiles, measured during three summers, was on the clear-felled area at Linalompolo 1.1 cm. over low lichen (60 %) with patches of higher shrub vegetation (figure 31 and table 11). The z_o - value varied between 0.4 and 2.7 cm. The standard deviation was 0.7. There was only a slight variation of the z_o - values in relation to the speed and the direction of the wind.

Felling of forests reduces the roughness drastically. A reduction to a hundredth or even a thousandth is no impossibility. The values of the roughness parameters over forest are high, whereas they can be low at clear-felled areas, which can be seen from the measurements at Linalompolo, especially if there is a small amount of logging waste. This is usually the case at mountain areas.

Clear-felling and other measures which reduce the roughness increase the wind speed (figure 3). It is obvious, however, that as a thicket stage grows, the roughness rapidly increases again and the wind speed decreases. The roughness is also reduced when a covering of snow has been formed, as the snow levels out unevenesses of the ground and covers the shrub vegetation. Reduced roughness involves increased wind speed but also a greater range for influence from the adjacent area, both out over the clear-felled area and into the forest.

he heat economy
f clear-felled
rea in mountain
rea during four
ainly cloudless
ays

The vegetation surface on the clear-felled area at Linalompolo received a considerable surplus of radiation energy during summer days with slight cloudiness (table 14). The period of positive net radiation during the day was here 4 - 6 hours shorter than the length of the day (figures 36 - 38).

The amount of heat per day which was stored in the ground was insignificant compared with the amounts of sensible and latent heat, which was transported vertically from the vegetation and up into the atmosphere (figures 39 - 41). The amount of energy for the latent heat flow (the evaporation), was consequently during four almost clodless days on an average in the day as much as 57 per cent of the positive net radiation (figure 42). The sensible heat flow (the heating of the atmosphere) amounted to about one third and the heat flow down into the ground to a tenth of the positive net radiation (figure 42). In connection with changing the symbols of the net radiation, morning and night, a temperature inversion was destroyed and then formed in the layer below a height of 50 cm.

he evaporation
rom clear-felled
reas in mountain
reas

On two sample plots at Gällivare, the monthly amount for the potential evaporation (E_{pw}), calculated according to Penman´s method, was on an average 77 mm water or 2.5 mm per day during ten studied summer months. All these months, with the exception of one, had lower E_{pw} than the normal values of Kiruna (table 13). In spite of low monthly values, they were higher than the amount of rain in nine months out of twelve, during the period May-August (table 13). The potential evaporation in June-August 1969 was on an average 4.4 mm per day during sunny days (table 13).

On the clear-felled area at Linalompolo where 60 per cent of the ground was covered with lichen and 40 per cent with shrub vegetation, the evapotranspiration varied between 2.9 and 4.7 mm water per day during four almost cloudless days (table 15).

The transpiration from the shrub vegetation has been estimated at a maximum of 3 mm per day and consequently the evaporation from ground and lichen was maximally about 1.5 mm per day. The lichen was, however, to its greatest part dry and the calculated evapotranspiration may have been affected by occuring wind advection from surrounding warmer and dryer places on the clear-felled area.

otential onnections between he evapotran- piration and the ind speed

The evapotranspiration calculated by means of meteorological methods ought to reflect the daily course of the transpiration as well as its variation with the wind speed provided that the evapotranspiration from the ground surface can be omitted in comparison with the transpiration.

The latent and the sensible heat flows increased with the global radiation, i. e. incoming solar radiation (figure 43). The increase in the latent heat flow of the evapotranspiration was, contrary to the sensible one, lesser at fresh than at light wind (figures 44 and 45). In the middle of the day, and at cloudless weather, i. e. at high not changing global radiation, the evapotranspiration decreased when the wind speed increased (figure 46).

The evapotranspiration increased with the wind speed when the net radiation was around zero, (figure 47), i. e. during one or a couple of hours in the morning after sunrise and in the evening before sunset. In order to establish the connection between wind and evapotranspiration, a consider-

ably larger number of measurements during constant weather conditions are needed, and also a simultaneous measurement of the transpiration.

e change in
nd speed,
mometer eva-
ration and the
crement of
ne plants along
slope

Studies of wind and atmometer evaporation have been carried out on a westerly slope of the mountain Dundret near Gällivare. The wind speed increased uphill with as much as 43 per cent (at the mean wind speed of 1.5 m/s) from a measurement place at an altitude of 446 metres above sea level and the places at 488 and 502 metres above sea level (figure 48). The main reason for the increase was that the measurement places at higher altitudes above sea level were situated more in the open. Varying surroundings as regards unevennesses in the ground and vegetation, as well as various temperature conditions, also contributed to the great difference between the measurement places.

The atmometer evaporation also increased from the lower to the upper part of the slope. The increase was for four summers estimated at an average of 19 per cent (figure 51 and table 19). The rate in atmometer evaporation between the measurement places at different altitudes could for the period of one month or longer be set equal to the square root out of the rate in wind speed. The change of the wind speed and, above all, the atmometer evaporation, from one measurement place to another, was affected by the wind direction (figure 52). The location of the sample plot on a large mountain slope probably involved patchwise lee turbulence. This phenomena occured when the wind was directed out from the slope.

Cold air which had been formed at the ground (the snow surface) by outgoing radiation, moved down the slope towards low-lying terrain. According to temperature observations at almost calm, the air motion up to a height of

half a metre was not regular but moved intermittently down the slope (figure 50). The cold air penetrated into the spruce stand which adjoined the clear-felled area. This resulted in a lower minimum temperature in the stand than on the slope of the clear-felled area.

In 1960 the height of the pine plants was about 60 cm and no significant differences in plant height could be observed between the lower and the upper part of the slope. Revisions made in 1964 and 1969 show that after 1960 there was a significant decrease of the increment speed up the slope (figure 53). The tree height was (1969) 10 and 24 per cent lower on the sample plots at 488 and 502 metres above sea level respectively than at 446 metres above sea level. During the nineteen seventies the frequency of cambium damage has increased considerably in the stand.

BILAGOR

FÖRTECKNING

Bilaga 4.1
Tabell 1 Förteckning över vindmätare

Bilaga 4.3 Diskussion av formler för sensibla (H) och latenta värefl ödet (E)

Bilaga 5.1 Sammanställning av vindhastigheten i skog och på hygge
Figur 5.1 Vindriktning och vindhastighet i Linalompolo 1.6 och 10.5 m ö m
Tabell 1 Vindväg på 14 mätplatser i Linalompolo
Tabell 2 Vindväg på fem mätplatser före och efter kalläggning på Tönnersjöheden

Bilaga 5.2 Sammanställning av avdunstningen uppmätt med Piche-evaporimetrar i skog och på hygge
Tabell 1 Långa mätperioder på sommaren i Linalompolo, Dundret och Enafors
Tabell 2 På 26 mätplatser i Linalompolo

Bilaga 5.3 Sammanställning av vindhastighet och atmometeravdunstning inom gränszonen på båda sidor om skogskanter
Figur 5.3.2 Längs tre mätlinjer på Dundret
Tabell 1 Längs en mätlinje i Linalompolo för fyra huvudvindriktningar
Tabell 2 Vindriktningar vinkelrätt in mot och ut från skogskant i Linalompolo
Tabell 3 Svag och frisk vind vinkelrätt in mot och ut från skogskant på Dundret

Bilaga 5.4 Vindprofiler och z_o-värden i Linalompolo och profiler från atmometermätningar
Tabell 1 Olika vindhastigheter vid neutral skiktning
Tabell 2 Fyra huvudvindriktningar och vindhastighetsklasser samt neutral skiktning
Tabell 3 Medelvindprofilen vid labil skiktning
Tabell 4 & 5 Förhållandet mellan olika mäthöjder i uppmätt atmometeravdunstning och beräknad vindhastighet. Dundret, tabell 4 och Linalompolo, tabell 5

Bilaga 5.5 Faktorer för beräkning av potentiell evaporation (E_{pw}) på Dundret och i Linalompolo samt energibudgetekvationens termer Rn, B, H och E under fyra dygn i Linalompolo
Tabell 1 Månadsmedelvärden av faktorer för beräkning av E_{pw}
Tabell 2 Globalstrålning, vindhastighet, friktionshastighet och vertikal temperaturskillnad i genomsnitt per timme. Linalompolo, 4 dygn
Tabell 3 Timvärden och längre perioders värden av Rn, B, H och E

Tabell 4 Bestämning av regressionskoefficienten b för räta linjen $y = a + bx$. Hypotesprövning om $b \neq 0$ och $b_1 - b_2 \neq 0$

4.1	$H = a + bG$	H = sensibla värmeflödet i W/m^2
		G = globalstrålningen i W/m^2
4.2	$E = a + bG$	E = latenta värmeflödet i W/m^2
4.3	$E = a + bu$	u = vindhastigheten m/s
4.4	$H = a + bu$	

Bilaga 5.6 Hypotesprövning av planthöjdskillnader och toppskottstillväxt

Locality of measurement	Investigation of	Type of measurement	Cup anemometer with	Make, description	Inaccurate limit of measurement m/s	Registration on	Make, description	Measurement height 1)	Additionally
Linalompolo	wind profile	momentary wind speed	generator	Lambrecht WL 1467a	≈ 0.6	data logger, punched tape	Solartron	0.5 or 1.0, 1.6, 4.0	In mast, 0.5, 1.0 m. vertically adjustable to the snow surface.
"	wind direction + speed	combined measurement	potentiometer	Lambrecht WL 1464	" 0.6	"	"	10.0 10.5	In mast " "
"	mean wind 60 min	mean wind 10 min	puls sensor every hundred metre	Lambrecht WL 1469	" 0.6	chronograph, week	SMHI	3.5	" "
"	relative measurement	run of the wind	recorder (meter)	Fuess 91 r	" 0.3			1.8	Forest, clear-felled area, 2 lines through forest edge
Dundret	relative measurement	mean wind 10 min	puls sensor 100-500 m	Lambrecht WL 1469	" 0.6	chronograph, day	Lambrecht 1489	1.0	3 fixed measurement points, 446, 488 and 502 m above sea level, vertically adjustable to the snow surface
"	relative measurement	run of the wind	recorder (meter)	Fuess 91 r	" 0.3			2.0	3 lines through forest edge
Enafors	relative measurement	run of the wind	recorder (meter)	Fuess 91 r	" 0.3			1.8	1 fixed measurement point, 1 movable one
Tönnersjöheden	relative measurement	Wind direction, run of the wind		Lambrecht 1482	" 0.8	chronograph, month	Lambrecht 1482	2.0	1 fixed measurement point, 1 movable one
"	relative measurement	run of the wind	recorder (meter)	Lambrecht 1439	" 0.5			2.0	1 fixed measurement point, 1 movable one

1) metres above ground level

DISKUSSION AV FORMLER FÖR H OCH E (delvis efter SELLERS, 1965)

Genomsnittliga förhållanden betraktas.

Vid turbulent luftrörelse brukar vertikala värmetransporten skrivas:

$$H = -\rho c_p K_H \frac{\Delta T}{\Delta z} \qquad \text{(ekv 15)} \quad \text{(a)}$$

där

$\Delta T = T_2 - T_1$ och T_2 och T_1 temperaturen på höjderna z_2 och z_1

och skjuvspänningen:

$$\tau = \rho K_M \frac{\Delta \bar{u}}{\Delta z} \qquad \text{(ekv 16)} \quad \text{(b)}$$

K_H och K_M $(m^2 s^{-1})$, de turbulenta utbyteskoefficienterna, varierar med höjden, tiden på dagen och luftens stabilitet. De turbulenta utbyteskoefficienterna för värme och skjuvspänning antas vara lika, vilket kan vara försvarbart i lägsta luftskiktet upp till 1 m, där turbulensen är direkt knuten till markens ojämnheter.

Om $K_H = K_M$ erhålles:

$$\frac{\tau}{H} = \frac{-\Delta u}{c_p \Delta T} \qquad \text{(c)}$$

Det återstår att skaffa ett uttryck på τ för att kunna beräkna H.

K_M kan uppdelas i K_{Mf} = utbyteskoefficient för dynamisk turbulens och K_{Mh} = utbyteskoefficient för fri konvektion.

K_{Mf} är en funktion av höjden z och vindhastighetens ändring med höjden enligt:

$$K_{Mf} = \kappa^2 z^2 \frac{\Delta u}{\Delta z} \qquad \text{(d)}$$

där κ är von Kármáns konstant.

u^*, friktionshastigheten, definieras av (även från laboratorieförsök):

$$u^{*2} = \frac{\tau}{\rho} \qquad \text{(e)}$$

Ekvationerna (d) och (e) insatta i (b) ger logaritmiska vindlagen

$$\bar{u} = \frac{u^*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_o} \qquad \text{(ekv 12)} \quad \text{(f)}$$

när $K_{Mh} = 0$, d v s då temperaturskiktningen är neutral.

Ekvationen (e) insatt i (c) ger:

$$\frac{u^{*2} \rho}{H} = \frac{-\Delta u}{c_p \Delta T} \qquad \text{(g)}$$

I luftskiktet under 1 m höjd kan logaritmiska lagen antas gälla även när temperaturskiktningen avviker från den neutrala d v s vid stabil (t ex inversion) och vid labil skiktning.

Δu ($= u_2 - u_1$) kan fås från ekv (f)

Insättning i (g) ger:

$$H = -\rho c_p \kappa u^* \Delta T \frac{1}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \qquad \text{(h)}$$

Enligt ekvation (h) varierar också temperaturen med logaritmen för höjden. Detta kan vara reellt i skiktet under 1-0.5 m höjd.

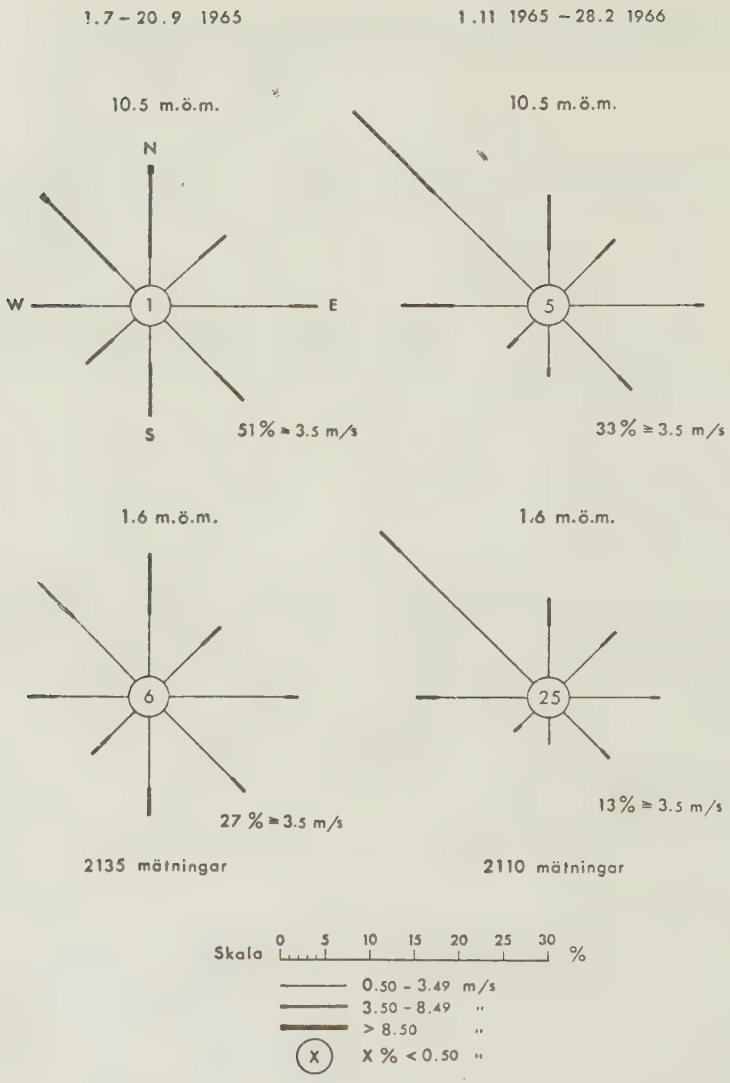
Latenta värmetransporten kan skrivas:

$$E = -\rho L K_E \frac{\Delta Q}{\Delta z} \qquad \text{(ekv 17)}$$

Samma tillvägagångssätt som skisserats ovan för H ger:

$$E = -\rho L \kappa u^* \Delta Q \frac{1}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \qquad \text{(i)}$$

där L = ångbildningsvärmet och $\Delta Q = Q_2 - Q_1$, Q_2 och Q_1 specifika luftfuktigheten på höjderna z_2 och z_1.



Figur 5.1 Frekvenser (i % av periodens totala antal mätningar) med stiltje, svag vind, måttlig vind samt frisk vind fördelade på åtta vindriktningar. Mätningen utförd i mast i Linalompolo.
I figuren kan observeras hur vindhastigheten avtar från 10,5 - 1.6 m höjd. Under båda perioderna och särskilt under vintern erhölls högre vindstyrkor vid nordvästlig till nordlig vind än vid andra riktningar.

Wind direction and wind speed at Linalompolo 1.6 and 10.5 metres above ground level.

Bilaga 5.1
Appendix

TABELL 1. Beskrivning av mätplatser i Linalompolo och summering per angiven period av uppmätt vindväg på 1.8 m höjd.

Run of the wind at 14 places of measurement at Linalompolo.

eriod	Mätplats	Beskrivning		m ö h	Vindväg km	Ant dygn	km/ dygn	x/R %
eriod	*Measurement place*	*Description*			*Run of the wind km*	*No of days*	*km/ day*	
3.6-29.9	Referens [1] (R)	Plant hygge, vid mast	*Level clear-felled area, at mast*	473	15525	90	173 2.0m/s	100
965	Hygge [2]	Sluttning, till sänka	*Slope to a depression*	470	14141	"	157	91
	"	Plant	*Level*	471	16459	"	183	106
	"	"	"	467	16107	"	179	104
	Hygge	Medel	*Average*		15569			100
	Skog (1) [3]	Björkar och småtallar på 3 m avstånd	*Birches and small pines at a distance of 3 m*	474	2663	"	30	17
-20.7	Referens (R)	Plant hygge vid mast	*Level clear-felled area at mast*	473	5587	28	200	100
-13.9	Hygge	Plant	*Level*	475	5967	"	213	107
966								
-29.7	Referens (R)	se ovan	*See above*	473	4768	20	238	100
-26.9	Hygge	Plant	*Level*	470	4467	"	223	94
966								
-17.8	Referens (R)	se ovan	*See above*	473	3582	19	189	100
.9-3.10	Hygge	Plant	*Level*	465	3155	"	166	88
966								
965-1966	Referens (R)				13937			100
	Hygge				13589			98
.6-15.8	Referens (R)	se ovan	*See above*	473	8144	46	177 2.1m/s	100
966	Skog 1	Björkar och småtallar på 3 m avstånd fr mät.	*Birches and small pines at a distance of 3 m*	474	1853	"	40	23
	Skog 2	Liten glänta, tall och björksly på 5 m avst.	*Small glade; pines and birches at a distance of 5 m*	ca 475	1964	"	43	24
	Skog 3	Glänta mot E, sly mot S-W på 2 m avst.	*Glade to the E, thicket to the S-W at a distance of 2 m*	"	2172	"	47	27
	Skog 4	Tallstam 0.5 m avst i E; tallar på 7 m avst.	*Pine at 0.5 m to the E, pines at 7 m*	ca 470	1768	"	38	22
	Skog 5	Glänta; tallar på 5 m avst.	*Glade; pines at 5 m*	"	2034	"	44	25
	Skog 6	Björkar på 1 m avst.; glänta mot W	*Birches at 1 m, glade to the W*	"	1257	"	27	15
	Skog 1-6	Medel	*Average*		1841			23
-14 7	Referens				328.4	1	3.6m/s	100
66	Skog 1-6	Medel	*Average*		74.2	1	0.9m/s	23

1) Reference
2) Clear-felled area
3) Forest

TABELL 2. Observerad vindväg 2 m ö m på Tönnersjöhedens försökspark 1967, 1969 och 1970. Vid medelvindhastigheter <1 m/s på referensplatsen har relativa vinden x/R satts inom parentes.

Run of the wind at five places of measurement before and after windthrow at Tönnersjöheden

			Referens (R), plats A, trakt 71. *Reference (R), place A, locality 71*				Trakt 52 (x) *Locality 52 (x)*				
	Period *Period*		Vindväg km *Run of the wind km*	Ant. tim. *Number of hours*	m/s	Vindriktn *Wind direction*	km	Ant. tim. *Number of hours*	m/s	Mätplats nr *Measurement point No*	x/R %
1967 Skog på trakt 52	*1967 Forest at locality 52*	12-19.9	676	178	1.1		249	178	0.4	4	37
		19-22.9 23-24.9 27.9,30.9,1.10	293	97	0.8		87	97	0.3	5	(30)
		7-8.10	360	62	1.6	W	131	62	0.6	3	36
		1.10, 5.10	24	11	0.6	S-SW	14	11	0.4	3	(58) } 48
		3-4.10	114	27	1.2	SE	94	27	1.0	3	82
		10-12.10, 17.10	266	68	1.1		156	68	0.6	1	59
		26.10	77	12	1.8		25	12	0.6	2	32
		S:a	1810	455			S:a756	455			M 42
1969 Kal mark på trakt 52	*1969 Bare forest land at locality 52*	16-22.10	116	144	0.2		202	144	0.4	4	(174)
		22-27.10	463	120	1.1		305	120	0.7	4	66
		27.10-5.11	1083	141	2.1		1383	142	2.7	3	128
		5-17.11	823	293	0.8		1939	293	1.8	5	236
		17-21.11	517	89	1.6		375	90	1.2	2	73
		21.11-1.12	260	241	0.3		284	239	0.3	2	(109)
		1-10.12	79	221	0.1		137	221	0.2	1	(173)
		S:a	3341	1249			S:a4625	1249			M 138
	1970	10-17.9	262	166	0.4		789	166	1.3	3	(301)
		17-24.9	215	168	0.4		439	169	0.7	1	(204)
		24.9-1.10	1180	194	1.7		489	193	0.7	2	41
		1-8.10	231	169	0.4		664	169	1.1	3	(287)
		8-22.10	1713	336	1.4		1438	336	1.2	4	84
		S:a	3601	1033			S:a3819	1033			M 106

TABELL 1. Avdunstningen från Piche-evaporimetrar i ml summerad över hela säsonger samt relativa ekmometeravdunstningen (x/R i %).

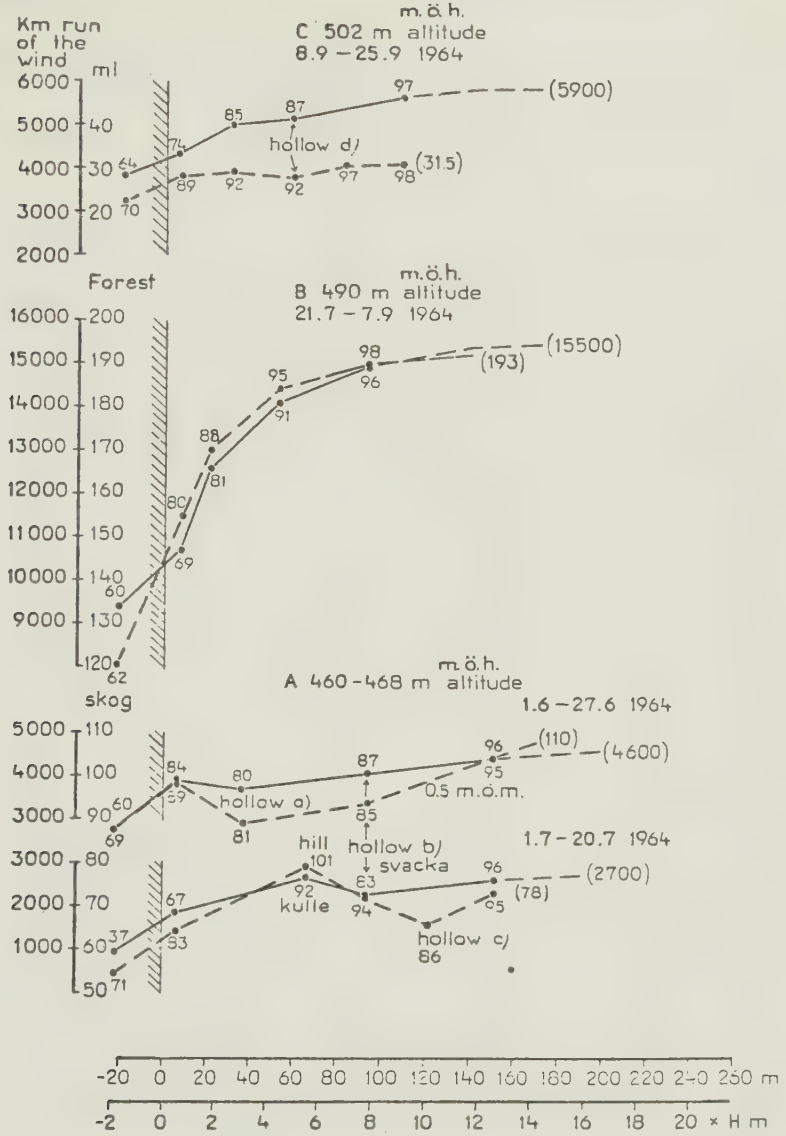
Evaporation from Piche-evaporimeters in ml.

Område *Area*	Period *Period*	Antal dygn *Number of days*	Ref. (R) (hygge) ml *Ref. (R) (Clear-felled area)*	Hygge *Clear-felled area* ml	Hygge *Clear-felled area* x/R %	Skog *Forest* ml	Skog *Forest* x/R %		
Linalompolo, 1 m ö m	28.6-22.9 -65	88	343	326	95	202	59	9 mätplatser, hygge 2 " , skog	9 *measurement points, clear-felled area* 2 " , *forest*
" 1 "	9.8-22.9 -65	44	138	136	100	69	44	3 " , hygge 1 mätplats, skog	3 " , *clear-felled area* 1 " , *forest*
" 1 "	30.6-26.8 -66	57	270	242	90	150	56	9 mätplatser, hygge	9 *measurement points, clear-felled area*
" 1 "	27.6-24.8 -67	58	262	(262)		159	61	8 " , skog 9 " , skog	8 " , *forest* 9 " , *forest*
Enafors, 0.5 m ö m	30.7 -61 - 10.6 -63 sommar		249			145	58	Lillberget	
" 0.5 "	"		249			156	63	"	
" 0.5 "	11.6- 9.9 -63		275	277	101			"	
" 0.5 "	30.7 -61 - 20.8 -62 sommar		215			165	77	Härvallen, ref. beståndspåverkad	
" 0.5 "	"		215			152	71	"	
" 0.5 "	21.8 -62 - 9.9 -63 sommar		199	188	94			"	
" 0.5 "	"		199	169	85			"	
Dundret, 0.5 m ö m	1.6- 9.9 -61	100	467			345	74	Mätplats i skog 20 m från skogsbryn	*Measurement point in forest situated 20 metres from forest edge*
" 0.5 "	21.5-27.9 -62	129	351			245	70	"	
" 0.5 "	14.5-31.7 -63	77	288			197	68	"	

TABELL 2. Avdunstningen på 1 m höjd uppmätt med Piche-evaporimetrar på olika platser i fjällskog och på hygge i Linalompolo.
Evaporation (Piche evaporimeter) at Linalompolo.

Mätplats *Measurement point*	Beskrivning	*Description*	Period *Period*	Antal dygn *Number of days*	x ml	Ref(R) ml	$\frac{x}{R}$ %
1-9	hygge	*clear-felled area*					
1	plan mark,inget sly	*level ground*	30.6-26.8-66	57	252.0	269.5	94
2	svacka,plan botten	*depression*	30.6-19.7	19	57.2	64.0	89
3	platå,björksly	*plateau with thicket*	30.7-19.7	19	63.5	64.0	99
4	N-lutn,småbjörk	*N-slope with thicket*	19.7-1.8	13	75.4	103.7	73
5	N-lutn,inget sly	*N-slope*	19.7-1.8	13	96.5	103.7	93
6	platå, " "	*plateau*	1.8-16.8	15	50.8	48.1	106
7	S-lutn," "	*S-slope*	1.8-16.8	15	43.3	48.1	90
8	svacka,björksly	*depression with thicket*	16.8-26.8	10	41.0	53.7	76
9	N-lutn	*N-slope*	16.8-26.8	10	51.3	53.7	96
10-26	skog	*forest*					
10	plant,tät sly	*level with thicket*	30.6-19.7-66	19	39.5	64.0	62
11	plan,öppen glänta	*open glade*	30.6-19.7	19	50.4	64.0	79
12	N-lutn,småtall	*N-slope,with small pines*	19.7- 1.8	13	58.0	103.7	56
13	svag svacka,björkdunge	*depression with birches*	19.7- 1.8	13	53.4	103.7	51
14	plant,glänta	*level,glade with birches*	1.8-16.8	15	26.3	48.1	55
15	" " småbjörk	*level,glade with birches*	1.8-16.8	15	25.2	48.1	52
16	grandunge	*small group of spruces*	16.8-26.8	10	23.0	53.7	43
17	grop,björksly	*hollow with thicket*	16.8-26.8	10	23.5	53.7	44
18	tät tall-björkdunge	*dense forest*	27.6-30.6-67	3	2.2	5.2	42
19	glänta,enstaka björk	*glade*	30.6- 7.7	7	30.9	43.8	71
20	glest björksly	*sparse thicket*	7.7-13.7	6	20.4	34.4	59
21	glänta 8 m,björk	*glade*	13.7-20.7	7	40.8	59.9	68
22	enstaka björkar, en grov tall	*a few isolated birches*	20.7-27.7	7	21.8	39.2	56
23	glänta,borttagen veg., svacka	*glade,no vegetation depression*	27.7- 3.8	7	7.3	15.2	48
24	glänta 8 m, 1 tall, 3 björkar	*glade*	3.8-10.8	7	8.4	15.5	54
25	glänta 8m, 1 tall, 2 björkar	*glade*	10.8-17.8	7	11.0	23.7	46
26	vid tallstam, enstaka björkar	*at pine stem*	17.8-24.8	7	15.7	25.2	62

Wind speed and atmometer evaporation from forest to clear-felled area.



r 5.3.2 Vindväg i km — och atmometeravdunstning i ml - - - uppmätt på Dundret 2.0 respektive 1.0 m ö m samt U/U_{fri} och $E_A/E_{A\,fri}$ i %. U_{fri} och E_{fri} är vindhastighet respektive avdunstning i punkter opåverkade av skogskanten. H längst ner i figuren anger kantbeståndets medehöjd. (Underlag för figurerna 23, 27, 28 och 3 .

Run of the wind in km — and atmometer evaporation in ml--- measured at Dundret at a height of 2.0 and 1.0 metres above ground level respectively and U/U_{fri} and $E_A/E_{A\,fri}$ in percentages.

U_{fri} and E_{fri} is wind speed and evaporation respectively in points unaffected by the forest edge. H at the bottom of the figure indi... the mean height of the edge stand [illegible] of the [illegible]

BELL 1. Vindväg (U) i km och avdunstning från Piche-evaporimetrar (E_A) i ml samt kvoterna U/U_{fri}, $E_A/E_{A\,fri}$ och $(E_A/E_{A\,fri})^2$ i Linalompolo 1965. U_{fri} och $E_{A\,fri}$ är vindhastigheten respektive atmometeravdunstningen i en mätpunkt opåverkad skog. (Underlag för figurerna 23,27,28,29).

Wind speed and atmometer evaporation at Linalompolo at four main wind directions.

eriod		Mätplats 1) Avst fr skogskant m / 2) Vind och avdunstn.	L11 75	L22 75	L23 45	L24 0	L26 45	LR 215	L210 315	L211 385	L214 515	L217 675
					skog	*forest*						
		U km	232		806	979	1310	1496	1390	1603 U_{fri}=2.6m/s	1490	1212
0.6- 2.7		U/U_{fri}	0.14		0.50	0.61	0.82	0.93	0.87	1.0	0.93	0.75
9 -11.8	N	E_A ml	19.9	30.0		36.7	42.1	40.9	40.5	43.1	41.1	38.0
3 -16.8		$E_A/E_{A\,fri}$	0.46	0.70		0.85	0.98	0.95	0.94	1.0	0.95	0.88
		$(E_A/E_{A\,fri})^2$				0.72	0.96	0.90	0.88	1.0	0.90	0.77
		U km	91		155	209	359	609	589	661	691 U_{fri}=2.0m/s	601
		U/U_{fri}	0.13		0.22	0.30	0.52	0.88	0.85	0.96	1.0	0.87
6 -30.7	E	E_A ml	6.7	7.4	8.2	9.4	10.1	12.4	12.4	13.2	13.2	11.5
		$E_A/E_{A\,fri}$	0.51	0.56	0.62	0.71	0.76	0.94	0.94	1.0	1.0	0.87
		$(E_A/E_{A\,fri})^2$				0.51	0.58	0.88	0.88	1.0	1.0	0.76
		U km	266		873	850	1557	2104	1878	2176 U_{fri}=2.1m/s	2169	1710
8 -20.8												
5 -27.8		U/U_{fri}	0.12		0.40	0.39 x)	0.72	0.92	0.87	1.0	1.0	0.79
7 -30.8	S	E_A ml	16.2	21.2		27.7	28.9	32.6	30.6	35.3	33.4	29.0
0.8- 1.9		$E_A/E_{A\,fri}$	0.46	0.60		0.78	0.82	0.92	0.87	1.0	0.95	0.82
3 - 6.9		$(E_A/E_{A\,fri})^2$				0.61	0.67	0.85	0.76	1.0	0.90	0.67
		U km	151		514	665	918	1055	969	1088 U_{fri}=2.5m/s	1064	859
2 - 5.7		U/U_{fri}	0.14		0.47	0.61	0.84	0.97	0.69	1.0	0.98	0.79
0 -22.9	W	E_A ml	6.9	12.3		14.0	15.8	16.8	16.9	18.2	17.7	15.8
		$E_A/E_{A\,fri}$	0.38	0.68		0.77	0.87	0.92	0.93	1.0	0.97	0.87
		$(E_A/E_{A\,fri})^2$				0.59	0.76	0.85	0.86	1.0	0.94	0.76
		U km	2663		7931	9455	11943	15525	14141	16459 U_{fri}=2.1m/s	16107	12843
8.6-22.9	Totalt	U/U_{fri}	0.16		0.48	0.58	0.73	0.94	0.86	1.0	0.98	0.78
		E_A ml	173.9	235.1		284.9	316.3	347.3	327.7	357.0	341.4	301.3
		$E_A/E_{A\,fri}$	0.49	0.66		0.80	0.88	0.97	0.92	1.0	0.96	0.84
		$(E_A/E_{A\,fri})^2$				0.64	0.77	0.94	0.84	1.0	0.92	0.70

x) i lä av tallstam

x) on the lee side of pine stem

1) *Measurement point*
Distance from forest edge

2) *Wind and evaporation*

TABELL 2. Vindväg (km) och avdunstning (ml) från Piche-evaporimetrar längs linje genom skogskant och ut över hygge. Värden inom parentes anger reduktionen i % i förhållande till punkter ej påverkade av skog. Linalompolo sommaren 1965. (Underlag för figur 24).

Wind speed and atmometer evaporation along a line perpendicular to forest edge at Linalompolo 1965.

	Mätplats 1)	L22	L23	L24	L25	L26	L27	L28	LR	L29	L210	L211	L212	L213	L214	L215	L216
	Avst fr skogskant	75	45	0	25	45	75	135	215	275	315	385	440	470	515	575	640
			skog *forest*		dike *ditch*					sänka *depression*				grop *hollow*			
	2) Period / Vind / m																
VIND	26-28.7 E 1.8 m/s		84 (76)	110 (69)		188 (46)			316 (11)		306 (14)	343 (4)			357 (0)		
	28-30.7 E 1.7 "		71 (79)	99 (71)		171 (49)			292 (12)		283 (15)	318 (5)			334 (0)		
	6- 8.9 E 1.7 "		74 (77)	88 (73)		171 (47)			290 (10)		272 (16)	309 (5)			324 (0)		
	8-10.9 E 2.0 "		89 (77)	109 (72)		195 (51)			348 (12)		336 (15)	371 (6)			395 (0)		
AVD	26-28.7 E	4.2(40)	4.7(33)	5.2(26)	5.2(26)	5.5(21)	6.0(14)	6.6 (6)	7.0 (0)	5.7(18)	6.7 (4)	7.0 (0)	7.0(0)	5.2(26)	7.0 (0)	6.8 (3)	7.0(0)
	28-30.7 E	3.2(48)	3.5(44)	4.2(32)	4.2(32)	4.6(26)	4.8(23)	5.5(11)	5.4(13)	4.8(23)	5.7 (8)	6.2 (0)	5.8(6)	4.5(27)	6.2 (0)	5.5(11)	6.0(3)
VIND	2- 5.7 W 2.7 m/s		338 (54)	442 (40)		612 (16)			704 (4)		646 (13)	732 (0)			718 (2)		
	20-22.9 W 2.0 "		175 (51)	224 (37)		306 (14)			351 (1)		323 (9)	356 (0)			347 (3)		
	22-24.9 W 0.9 "		52 (69)	60 (64)		124 (26)			161 (3)		134 (20)	166 (0)			179 (-8)		
AVD	2- 5.7 W	8.3(34)	8.4(33)	8.9(29)	9.9(21)	11.2(11)	10.1(19)	11.0(12)	11.8 (5)	8.8(30)	11.9 (5)	12.7(-2)	12.3(2)		12.5 (0)	12.5 (0)	11.3(9)
	20-22.9 W	4.0(23)		5.1 (2)	4.2(19)	4.6(11)		4.8 (8)	5.0 (4)	4.0(23)	5.0 (4)	5.5(-6)	5.2(0)	3.5(33)	5.2 (0)	5.2 (0)	5.2(0)

1) *Measurement point*
Distance from forest edge

2) *Period* *Wind*

TABELL 3. Vindväg (U) i km och avdunstning (E_A) i ml från Piche-evaporimetrar samt kvoterna U/U_{fri}, $E_A/E_{A\,fri}$ och $(E_A/E_{A\,fri})^2$ längs B-linjen på Dundret sommaren 1964. U_{fri} och $E_{A\,fri}$ är vindhastigheten respektive atmometeravdunstningen i punkter opåverkade av skog. (Underlag för figurerna 24 och 29).

Wind speed and atmometer evaporation during periods with slight and fresh winds. Dundret 1964.

Period / Mätplats [1] Avst fr skogskant m	Vindriktn [2]		B2 -22 skog	B5 8	B4 20	B3 54	B1 94	Fri	Medel, fri *Average, free*
6-7.8	N	Vindväg km [3]	268	293	287	399	443	447	2.6 m/s
		U/U_{fri}	0.60	0.66	0.64	0.89	0.99	1.00	
		Avdunstning ml [4]	8.6	10.5	11.0	12.6	12.5	12.6	6.3 ml/dygn *ml/day*
		$E_A/E_{A\,fri}$	0.68	0.83	0.87	1.00	0.99	1.00	
		(")^2	0.46	0.69	0.76	1.00	0.98	1.00	
Juli-aug 21 dygn	N	Vindväg km	5191	5961	7170	8230	8512	8660	4.8 m/s
		U/U_{fri}	0.60	0.69	0.83	0.95	0.98	1.00	
		Avdunstning ml	59.8	74.1	81.5	88.8	91.8	95.0	4.5 ml/dygn
		$E_A/E_{A\,fri}$	0.63	0.78	0.86	0.93	0.97	1.00	
		(")^2	0.40	0.61	0.74	0.86	0.94	1.00	
21-24.7 29-30.7	S	Vindväg km	253	597	822	995	996	1000	1.9 m/s
		U/U_{fri}	0.25	0.60	0.82	1.00	1.00	1.00	
		Avdunstning ml	24.4	31.1	35.0	36.5	36.6	36.8	6.1 ml/dygn
		$E_A/E_{A\,fri}$	0.66	0.85	0.95	0.99	0.99	1.00	
		(")^2	0.44	0.72	0.90	0.98	0.98	1.00	
17-20.8 7.9	S	Vindväg km	1408	1923	2068	2264	2285	2310	5.4 m/s
		U/U_{fri}	0.61	0.83	0.90	0.98	0.99	1.00	
		Avdunstning ml	22.2	29.3	30.6	33.4	35.6	35.8	7.2 ml/dygn
		$E_A/E_{A\,fri}$	0.62	0.82	0.85	0.93	0.99	1.00	
		(")^2	0.38	0.67	0.72	0.86	0.98	1.00	

1) *Measurement point*
Distance from forest edge
2) *Wind direction*
3) *Run of the wind*
4) *Evaporation ml*

pendix 5.4 ***Wind profiles and z_0-values at Linalompolo and profiles from atmometer measurements.***

TABELL 1. Medelvindprofiler från Linalompolo, somrarna 1967-69, vid neutral temperaturskiktning
$\{-0.1 \leq \Delta T_{0.5\text{-}1.6\ m,\ 1.6\text{-}4\ m} \leq +0.2\ ^{\circ}C$
$\{(0.0 \leq \Delta T_{1\text{-}1.6\ m} \leq +0.1;\ -0.1 \leq \Delta T_{1.6\text{-}4\ m} \leq +0.1)_{1969}$

Mean wind profiles from Linalompolo at near adiabatic conditions.

m/s

10.5möm	< 1.3			1.3 - 3.1			3.2 - 6.1			6.2 - 9.0			> 9.0			> 0.2		
Period	21.6-31.8.1967			21.6-14.7.1967			21.6-14.7.1967			21.6-14.7.1967			21.6-31.8.1967			21.6-31.8.1967		
n	23			23			39			20			17			281		
m ö m	mv	m/s	No 1	mv	m/s	2	mv	m/s	5	mv	m/s	7	mv	m/s	9	mv	m/s	-
10.5	-	-		6.66	2.2		13.99	4.35		24.35	7.5		34.47	10.25		13.26	4.15	
4.0	2.65	1.15		6.16	2.1		13.08	4.1		22.02	6.8		28.48	8.65		11.77	3.7	
1.6	2.29	1.0		5.11	1.8		10.37	3.3		18.42	5.7		23.92	7.4		9.59	3.1	
0.5	1.50	0.7		3.81	1.4		8.02	2.65		14.18	4.4		17.41	5.45		7.19	2.4	
z_o cm			2.0			0.7			1.3			1.2			1.6			1.1

Period	22.6-16.7.1968			15.7-31.7.1967			15.7-31.7.1967			15.7-31.7.1967		
n	14			37			31			12		
m ö m	mv	m/s	-	mv	m/s	3	mv	m/s	6	mv	m/s	-
10.5	1.51	0.7		6.36	2.2		14.95	4.7		26.92	8.3	
4.0	1.52	0.7		6.29	2.1		13.64	4.2		20.21	6.25	
1.6	1.30	0.65		4.77	1.75		11.09	3.5		16.25	5.0	
0.5	0.42	-		4.17	1.55		7.65	2.35		12.94	4.05	
z_o cm			-			1.5			2.0			-

Period				1.8-31.8.1967			1.8-31.8.1967			15.7-31.8.1967		
n				45			25			21		
m ö m				mv	m/s	4	mv	m/s	-	mv	m/s	8
10.5				6.46	2.2		13.99	4.35		26.03	7.95	
4.0				5.92	2.1		13.26	4.15		19.88	6.2	
1.6				4.87	1.8		10.28	3.3		16.59	5.15	
0.5				3.50	1.4		8.08	2.7		13.00	4.1	
z_o cm						0.7			-			1.0

Period				22.6-16.7.1968			22.6-16.7.1968			22.6-16.7.68		
n				62			59			13		
m ö m				mv	m/s	10	mv	m/s	11	mv	m/s	12
10.5				6.88	2.3		14.40	4.5		22.32	6.9	
4.0				6.07	2.1		12.43	3.9		18.38	5.7	
1.6				4.94	1.8		9.69	3.1		14.83	4.65	
0.5				3.28	1.35		7.01	2.4		11.59	3.7	
z_o cm						1.1			2.0			1.1

Period				19.6-17.7.1969			19.6-17.7.1969			19.6-17.7.1969		
n				61			40			11		
m ö m				mv	m/s	13	mv	m/s	-	mv	m/s	-
10.5				7.14	2.4		14.16	4.4		24.87	7.6	
4.0				5.62	1.95		11.05	3.5		19.19	5.9	
1.6				4.80	1.7		9.27	3.0		15.94	4.8	
1.0				3.80	1.5		7.51	2.5		12.25	3.8	
z_o cm						0.8			-			-

TABELL 2. Medelvindprofiler för fyra huvudvindriktningar vid neutral temperaturskiktning.

Mean wind profiles of four main wind directions at near adiabatic conditions.

1.3 - 3.1 m/s, 10.5 m ö m

Period 21.6 - 31.8.1967

Vindriktning Wind direction	N		E		S		W	
n	17		46		24		17	
m ö m	mv	m/s	mv	m/s	mv	m/s	mv	m/s
10.5	6.42	2.2	6.03	2.1	7.38	2.5	6.32	2.15
4.0	5.74	1.95	5.67	2.0	6.65	2.2	6.29	2.15
1.6	4.76	1.75	4.48	1.7	5.64	1.95	5.22	1.8
0.5	3.43	1.35	3.37	1.4	4.25	1.55	3.78	1.5
z_o cm		0.4		0.6		0.4		0.5

3.2 - 6.1 m/s, 10.5 m ö m

Period 21.6 - 31.8.1967 och 22.6 - 16.7.1968

Vindriktning Wind direction	N		E		S		W	
n	64		17		38		35	
m ö m	mv	m/s	mv	m/s	mv	m/s	mv	m/s
10.5	14.60	4.6	12.23	3.8	14.89	4.7	14.31	4.4
4.0	13.35	4.1	10.19	3.2	13.84	4.3	12.66	4.0
1.6	10.19	3.2	8.71	2.8	10.88	3.5	10.38	3.3
0.5	8.01	2.6	6.21	2.1	7.64	2.5	7.34	2.4
z_o cm		-		0.8		2.7		2.2

TABELL 3. Medelvindprofilen vid labil skiktning $\begin{cases} 1.0^\circ \leq \Delta T_{0.5\text{-}1.6\ m} \leq 1.4^\circ C \\ 0.5^\circ \leq \Delta T_{1.6\text{-}4.0\ m} \leq 0.8^\circ C \end{cases}$

Wind profiles at unstable conditions.

Period 21.6 - 22.7.1967 och 26.6 - 30.7.1968

1.3-8.4 m/s, 10.5 m ö m

m ö m	mv	m/s
10.5	17.12	5.3
4.0	15.67	4.85
1.6	13.82	4.35
0.5	10.06	3.2
n	18	

TABELL 4. Förhållandet mellan 1 och 0.5 m, 2 och 0.5 m samt 2 och 1 m nivåerna i uppmätt avdunstning och beräknad vindhastighet sommaren 1964, Dundret. (Underlag för figur 33 och 52).

TABLE 4 and 5. The relationship between different measurement heights of measured atmometer evaporation and calculated wind speed. Dundret, Table 4 and Linalompolo, Table 5.

Wind B	Period	Number of days	Meters above ground	A 446 m altitude E ml	%	$\frac{E_1}{E_{0.5}}$	$\frac{E_2}{E_{0.5}}$	$\frac{E_2}{E_1}$	$\frac{U_1}{U_{0.5}}$	$\frac{U_2}{U_{0.5}}$	$\frac{U_2}{U_1}$	B 488 m altitude E ml	%	$\frac{E_1}{E_{0.5}}$	$\frac{E_2}{E_{0.5}}$	$\frac{E_2}{E_1}$	$\frac{U_1}{U_{0.5}}$	$\frac{U_2}{U_{0.5}}$	$\frac{U_2}{U_1}$	C 502 m altitude E ml	%	$\frac{E_1}{E_{0.5}}$	$\frac{E_2}{E_{0.5}}$	$\frac{E_2}{E_1}$	$\frac{U_1}{U_{0.5}}$	$\frac{U_2}{U_{0.5}}$	$\frac{U_2}{U_1}$
N-E	31.7-4.8	10	2	50.9	81	1.20	1.47	1.22				52.4	84	1.24	1.50	1.21				62.5	100	1.16	1.48	1.28			
4.0 m/s	5-6.8		1	41.6	66							42.2	67							48.7	78						
	7-9.8		0.5	34.6	55			1.45	2.17	1.50		35.0	56			1.53	2.24	1.47		42.2	68			1.34	2.21	1.65	
SE-S	2.7	7		21.0	67	1.27	1.42	1.12				31.3	100	1.04	1.45	1.39				27.6	98	1.12	1.61	1.43			
3.1 m/s	7-12.7			18.8	60							22.5	72							19.3	62						
				14.8	47			1.61	2.02	1.25		21.6	69			1.19	2.11	1.93		17.2	55			1.26	2.58	2.04	
S-SW	16-19.8	5		34.6	80	1.30	1.44	1.11				43.0	99	1.16	1.41	1.21				43.4	100	1.02	1.43	1.20			
5.5 m/s	6.9			31.3	72							35.6	82							36.1	83						
				24.0	55			1.70	2.08	1.22		30.6	71			1.35	1.97	1.46		30.4	70			1.05	2.04	1.45	
W-NW	7-11.9	18		33.8	80	1.20	1.41	1.18				42.0	100	1.16	1.42	1.22				40.1	95	1.12	1.46	1.30			
4.0 m/s	12-17.9			28.7	68							34.3	82							30.9	74						
	18-24.9			24.0	57			1.43	1.93	1.39		29.6	70			1.35	2.02	1.50		27.6	66			1.25	2.12	1.69	
NW	30.7	4		18.4	82	1.21	1.38	1.14				21.1	94	1.23	1.50	1.22				22.4	100	1.21	1.46	1.21			
5.0 m/s	13-15.8			16.1	72							17.3	77							18.5	83						
				13.3	59			1.46	1.91	1.30		14.1	63			1.52	2.24	1.49		15.3	68			1.46	2.14	1.46	
NW-N	17-19.7	3		26.4	81	1.13	1.20	1.07				30.9	94	1.10	1.26	1.15				32.8	100	1.09	1.24	1.13			
3.1 m/s				24.8	76							27.0	82							29.0	88						
				22.0	67			1.26	1.44	1.14		24.5	75			1.22	1.59	1.31		26.5	81			1.20	1.53	1.28	
Totalt	1.7-25.9	82		305	82	1.22	1.41	1.16				363	97	1.17	1.42	1.21				373	100	1.12	1.41	1.26			
3.5 m/s				263	68							300	80							297	80						
				216	58			1.48	1.99	1.34		256	69			1.37	2.02	1.46		265	71			1.25	1.99	1.58	

TABELL 5. Förhållandet mellan 1 och 0.5 m, 1.5 och 0.5 m samt 1.5 och 1 m nivåerna i uppmätt avdunstning och beräknad vindhastighet 1965, LINALOMPOLO. (Underlag för figur 33).

Text see Table 4

Vind-riktn. *Wind direction*	Hast. m/s 1.5 m ö m *Speed*	Period	Meter över mark *Metres Above ground level*	E ml	$\frac{E_{1.0}}{E_{0.5}}$	$\frac{E_{1.5}}{E_{0.5}}$	$\frac{E_{1.5}}{E_{1.0}}$	$\frac{U_{1.0}}{U_{0.5}}$	$\frac{U_{1.5}}{U_{0.5}}$	$U_{0.5}$ m/s	$\frac{U_{1.5}}{U_{1.0}}$	$U_{1.0}$ m/s
N	2.8	30.6-2.7	1.5	11.0								
	z_o = -		1.0	11.2	1.14	1.12	0.98	1.30	1.25		0.96	
			0.5	9.8						2.2		2.9
N	1.9	9.8-11.8	1.5	7.8								
	z_o = 0.9		1.0	7.3	1.12	1.20	1.07	1.25	1.44		1.14	
			0.5	6.5						1.5		1.7
N	2.4	30.6-2.7	1.5	44.0								
	z_o = 3.9	9.8-11.8	1.0	40.6	1.10	1.19	1.08	1.21	1.42		1.17	
		13.8-16.8	0.5	36.9						1.7		2.1
E	1.8	26-30.7	1.5	13.8								
	z_o = 6.1		1.0	12.4	1.10	1.22	1.11	1.21	1.49		1.23	
			0.5	11.3						1.2		1.5
E	1.7	6.9-8.9	1.5	1.7								
	z_o = -		1.0	1.9	1.19	1.06	0.89	1.42	1.12		0.79	
			0.5	1.6						1.5		2.2
S	1.5	27-30.8	1.5	6.3								
	z_o = 13.8		1.0	5.8	1.29	1.40	1.09	1.66	1.96		1.19	
			0.5	4.5						0.8		1.3
S	2.3	25-27.8	1.5	9.2								
	z_o = -	30.8-1.9	1.0	8.2	1.12	1.26	1.12	1.25	1.59		1.25	
			0.5	7.3						1.4		1.8
S	1.9	18-20.8	1.5	35.4								
	z_o = 7.0	25-30.8	1.0	32.6	1.16	1.26	1.09	1.35	1.59		1.19	
		30.8-1.9	0.5	28.2						1.2		1.6
		3-6.9										
W	2.3	2-5.7	1.5	17.8								
	z_o = 7.2	20-22.9	1.0	16.8	1.22	1.29	1.06	1.49	1.66		1.12	
			0.5	13.8						1.4		2.1
Växl.	1.9	28.6-22.9	1.5	375.4								
	z_o = 5.0		1.0	347.3	1.14	1.23	1.08	1.30	1.51		1.17	
			0.5	304.7						1.3		1.6

TABELL 1. Månadsmedelvärden av faktorer för beräkning av potentiella evapotranspirationen (E_{pw}) enligt Penmans formel.

Monthly mean values of factors for determining the potential evapotranspiration (E_{pw}) according to Penman's formula.

		T °C	F %	e_s mb	$e_s - e_a$ mb	u m/s	E_a mm/day	Rn ly/day	Rn mm/day	$\frac{\Delta}{\gamma}$	E_{pw} mm/day	E_{pw} mm/month	$\frac{E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} Rn}$ %
DUNDRET	1962 May	+3.1	71	7.7	2.2	1.7	0.59	132.5	2.25	0.76	1.3	40	35
	June	+7.9	67	10.7	3.5	2.2	0.94	271.2	4.61	1.21	2.9	88	17
	July	+10.6	71	12.8	3.7	1.4	0.98	273.8	4.65	1.32	3.1	95	16
	August	+8.8	80	11.4	2.3	1.5 1)	0.61	150.3	2.55	1.21	1.7	52	20
	September	+4.4	83	8.8	1.5	1.7	0.40	73.9	1.26	0.91	0.8	24	35
	October	+1.3	80	6.8	1.4	2.4	0.38	-24.5	-0.42	0.76	0.0	1	119
	1963 May	+8.8	64	11.4	4.1	2.2	1.10	238.0	4.05	1.21	2.7	84	22
	June	+8.5	64	11.1	4.0	2.4	1.08	256.1	4.36	1.21	2.9	86	20
LINALOMFOLO	1967 July	+12.0	67	14.0	4.6	2.8	1.23	197.1	3.35	1.38	2.5	78	27
	August	+11.5	87	13.6	1.8	2.7	0.48	91.3	1.55	1.36	1.1	34	23
	1968 July	+10.8	55	13.0	5.9	2.3	1.57	214.4 2)	3.65	1.33	2.8	87	32
	August	+9.6	65	12.0	4.2	2.3	1.12	168.4	2.86	1.31	2.1	65	30
	1969 July	+12.9	56	14.9	6.6	2.2	1.75	241.8 3)	4.11	1.52	3.2	98	28
	August	+13.7	68	15.7	5.0	1.7	1.32	210.4 4)	3.58	1.59	2.7	84	23
	1969 20.6-10.8 22 överv. klara dagar *22 mostly clear days*	+14.7	51	16.8	8.2	2.0	2.17	328.5	5.59	1.76	4.4		22

$\Delta = \frac{de_s}{dT}$ L = 588 cal g^{-1} γ = 0.66 mb/°C

F = *the mean value of relative humidity at 7, 13 and 19 hours*

1) = estimated quantity 2) 5 days are estimated
3) 2 days are estimated 4) 11 days are estimated

TABELL 2. Globalstrålningen i J/m^2h och W/m^2 (timmedelvärde), vindhastigheten U_{160}, 1.6 m ö m i cm/s, friktionshastigheten u^* i cm/s och temperaturskillnaden ΔT 20-50 cm ö m, z_o = 1.1 cm.

The global radiation in J/m^2h and W/m^2 (hourly mean value), the wind speed U_{160}, 1.6 metres above in cm/s, the frictional speed u^* in cm/s and the temperature difference T 20-50 cm. above ground level z_o= 1.1 cm.

Tim *Hour*	1969-06-22 G J/cm^2h	W/m^2	U_{160}	u^*	ΔT	1969-06-23 G J/cm^2h	W/m^2	U_{160}	u^*	ΔT	1967-07-17 G J/cm^2h	W/m^2	U_{160}	u^*	ΔT	1968-08-06 G J/cm^2h	W/m^2	U_{160}	u^*	ΔT
0- 1	4	11	160	12.8	-0.2	4	11	110	8.4	-0.8	0	0	120	9.2	-0.3	0	0	180	14.5	-0.5
1- 2	8	21	110	8.8	-0.3	9	24	50	3.6	-0.9	10	28	60	4.8	-0.9	3	7	190	15.3	-0.4
2- 3	21	59	120	9.6	0.0	35	98	70	5.8	-0.1	20	56	40	3.2	-0.7	10	28	190	15.3	-0.3
3- 4	46	129	180	14.5	0.3	65	181	110	9.0	0.4	25	70°	20	1.6	0.3	20	56°	210	16.9	-0.4
4- 5	75	209	210	16.9	0.4	84	234	170	13.5	0.5	48	133	110	8.8	0.2	50	140	390	31.3	0.0
5- 6	108	300	190	15.3	0.5	113	314	155	12.4	0.5	73	202	190	14.9	-0.3	88	244	410	32.9	0.1
6- 7	143	398	150	12.1	0.7	148	412	160	12.8	0.7	126	349	330	26.3	0.4	136	377	420	33.7	0.3
7- 8	180	499	160	12.9	0.9	180	499	290	23.3	0.7	186	516	530	42.4	0.5	148	133x	470	37.7	0.3
8- 9	212	590	210	16.5	0.9	210	583	260	20.9	0.7	211	586	560	45.0	0.4	213	593	740	59.4	0.3
9-10	237	659	260	20.9	1.0	232	645	300	24.1	0.9	239	663	540	43.4	0.5	221	614	900	72.3	0.2
10-11	251	698	280	22.1	1.2	240	666	290	23.4	0.8	261	726	440	35.3	0.6	88	244x	760	61.0	0.3
11-12	261	726	310	24.7	1.3	244	677	220	17.7	0.8	264	733	480	38.5	1.0	146	405	660	53.0	0.5
12-13	265	736	260	20.7	1.1	249	691	230	18.1	1.1	234	649	410	32.9	1.2	183	509	720	57.8	0.4
13-14	247	687	200	16.1	1.1	203	565	180	14.5	1.6	206	572	430	34.5	0.8	229	635	710	57.0	0.5
14-15	222	617	250	20.1	1.1	88	244x	140	11.2	0.4	171	474Δ	530	42.6	0.6	214	593	710	57.0	0.3
15-16	197	548	180	14.5	1.1	121	335x	170	13.7	-0.1	141	391Δ	410	32.9	0.6	198	551	580	46.6	0.4
16-17	167	464	170	13.7	0.9	156	433	230	18.6	0.0	143	398Δ	500	39.2	0.5	133	370	640	51.4	0.2
17-18	123	342	290	23.3	0.6	138	384	300	23.7	-0.4	116	321Δ	500	40.2	0.5	60	167	580	46.6	0.1
18-19	87	241	220	17.7	0.6	40	112	250	20.1	-0.2	70	195Δ	490	39.2	0.2	43	119	470	37.7	-0.1
19-20	53	147	110	8.8	0.3	40	112	310	24.9	-0.1	38	105Δ	380	30.1	0.0	25	70°	480	38.5	-0.1
20-21	23	63	150	11.8	-0.1	23	63	310	24.5	0.0	25	70	220	17.7	-0.1	13	35	410	32.9	-0.4
21-22	11	31	140	10.8	-0.6	10	28	150	12.0	0.3	23	63	180	14.7	0.0	10	28	340	27.3	-0.2
22-23	9	24	140	11.2	-0.7	5	14	100	7.6	-0.4	18	49	240	19.3	0.0	0	0	260	20.9	-0.3
23-24	8	21	130	10.4	-0.4	3	7	150	11.8	-0.7	0	0	260	20.9	-0.1	0	0	220	17.7	-0.3
Dag, *Day*	2830					2551					2550					2050				
Rn > 0																				
kl 5 - 10	881					803					834					609				
" 10 - 14	1025					936					965					645				
" 14 - 19	796					543					640					648				

x, Δ och o är värden som uteslutits i avsnitt 5.5.3

x, Δ and 0 are values which have been omitted in section 5.5.3.

TABELL 3. Timvärden (J/cm^2 och W/m^2) av nettostrålningen Rn, energiflödet i mark, B, och flödena av sensibel, H, och latent, E, värme under fyra övervägande molnfria dygn på Linalompolohygget.

Net radiation (J/cm^2 and W/m^2) Rn, heat flux in ground, B, sensible heat, H, and latent heat, E, during four mostly cloudless days at the clear-felled area at Linalompolo.

Tim *Hour*	1969-06-22 Rn J/cm^2	Rn W/m^2	B J/cm^2	B W/m^2	H J/cm^2	H W/m^2	E J/cm^2	E W/m^2	1969-06-23 Rn J/cm^2	Rn W/m^2	B J/cm^2	B W/m^2	H J/cm^2	H W/m^2	E J/cm^2	E W/m^2
0- 1	-20	-56	20	56	5	14	-5	-14	-15	-42	20	56	13	35	-18	-49
1- 2	-18	-49	13	35	5	14	0	0	-10	-28	13	35	8	21	-10	-28
2- 3	-10	-28	15	42	0	0	-5	-14	0	0	13	35	-3	-7	-10	-28
3- 4	5	14	13	35	-8	-21	-10	-28	18	49	3	7	-8	-21	-13	-35
4- 5	25	70	3	7	-13	-35	-15	-42	33	91	0	0	-28	-77	-5	-14
5- 6	45	126	3	7	-15	-42	-33	-91	48	133	-13	-35	-33	-91	-3	-7
6- 7	68	188	-30	-84	-18	-49	-20	-56	68	188	-20	-56	-18	-49	-30	-84
7- 8	95	265	-18	-49	-23	-63	-55	-154	95	258	-28	-77	-33	-91	-33	-91
8- 9	121	335	-28	-77	-30	-84	-63	-174	118	328	-35	-97	-30	-84	-53	-147
9-10	138	384	-25	-70	-40	-112	-73	-202	136	377	-25	-70	-43	-119	-68	-188
10-11	151	419	-30	-84	-53	-147	-68	-188	148	412	-35	-98	-38	-105	-75	-209
11-12	161	447	-13	-35	-63	-174	-85	-237	153	426	-40	-112	-28	-77	-85	-237
12-13	163	454	-38	-105	-63	-174	-63	-174	161	447	-18	-49	-40	-111	-103	-286
13-14	156	433	-15	-42	-35	-98	-105	-293	143	398	-8	-21	-45	-126	-90	-251
14-15	143	398	3	7	-45	-126	-100	-279	93	258	-5	-14	-10	-28	-78	-216
15-16	126	349	0	0	-33	-91	-93	-258	73	202	5	14	3	7	-80	-223
16-17	105	293	8	21	-25	-70	-88	-244	100	279	0	0	0	0	-100	-279
17-18	78	216	5	14	-28	-77	-55	-154	70	195	15	42	20	56	-105	-293
18-19	58	161	15	42	-20	-56	-53	-147	10	28	8	21	8	21	-25	-70
19-20	25	70	13	35	-5	-14	-33	-91	8	21	8	21	5	14	-20	-56
20-21	-10	-28	10	28	3	7	-3	-7	-3	-7	18	49	0	0	-15	-42
21-22	-18	-49	20	56	13	35	-15	-42	-18	-49	13	35	-8	-21	13	35
22-23	-18	-49	18	49	15	42	-15	-42	-20	-56	23	63	5	14	-8	-21
23-24	-15	-42	23	63	8	21	-15	-42	-18	-49	23	63	18	49	-23	-63
Dag - *Day* Rn > 0	1664		-136		-516		-1012		1472		-189		-318		-967	
Natt - *Night* Rn ≤ 0	-108		118		48		-58		-83		121		33		-71	
Dygn - *Total*	1556		-18		-468		-1070		1389		-68		-285		-1038	
kl 5-10	467		-98		-126		-244		462		-121		-156		-186	
" 10-14	631		-96		-213		-321		606		-101		-151		-354	
" 14-19	510		30		-151		-390		346		23		20		-389	

TABELL 3. Timvärden (J/cm^2 och W/m^2) av nettostrålningen Rn, energiflödet i mark, B, och flödena av sensibel, H, och latent, E, värme under fyra övervägande molnfria dygn på Linalompolohygget. forts.

Net radiation (J/cm^2 and W/m^2) Rn, heat flux in ground, B, sensible heat, H, and latent heat, E, during four mostly cloudless days at the clear-felled area of Linalompolo.

Tim *Hour*	1967-07-17 Rn J/cm^2	Rn W/m^2	B J/cm^2	B W/m^2	H J/cm^2	H W/m^2	E J/cm^2	E W/m^2	1968-08-06 Rn J/cm^2	Rn W/m^2	B J/cm^2	B W/m^2	H J/cm^2	H W/m^2	E J/cm^2	E W/m^2
0- 1	-8	-21	23	63	5	14	-20	-56	-15	-42	23	63	15	42	-23	-63
1- 2	-8	-21	3	7	8	21	-3	-7	-20	-56	15	42	13	35	-8	-21
2- 3	-3	-7	10	28	5	14	-13	-35	-20	-56	15	42	8	21	-3	-7
3- 4	8	21	3	7	-10	-28	0	0	-3	-7	10	28	13	35	-20	-56
4- 5	15	42	0	0	-3	-7	-13	-35	28	77	3	7	0	0	-30	-84
5- 6	25	70	-8	-21	10	28	-28	-77	58	160	-30	-84	-8	-21	-20	-56
6- 7	65	181	-13	-35	-20	-56	-33	-91	83	230	-43	-119	-20	-56	-20	-56
7- 8	108	300	-15	-42	-53	-147	-40	-112	53	147	-15	-42	-23	-63	-15	-42
8- 9	133	370	-15	-42	-35	-98	-83	-230	118	328	-35	-98	-35	-98	-48	-133
9-10	146	405	-28	-77	-55	-153	-63	-174	153	426	-25	-70	-28	-77	-100	-279
10-11	151	419	-18	-49	-43	-119	-90	-251	118	328	0	0	-35	-98	-83	-230
11-12	151	419	-25	-70	-75	-209	-50	-140	131	363	-28	-77	-53	-147	-50	-140
12-13	128	356	-23	-63	-78	-216	-28	-77▽	126	349	-35	-98	-33	-91	-58	-160
13-14	113	314	-10	-28	-55	-153	-48	-133▽	126	349	-3	-7	-58	-160	-65	-181
14-15	95	265	-8	-21	-53	-147	-35	-98	113	314	8	21	-33	-91	-88	-244
15-16	80	223	-8	-21	-40	-112	-33	-91	111	307	-8	-21	-38	-105	-65	-181
16-17	85	237	-10	-28	-50	-140	-25	-70	70	195	10	28	-20	-56	-60	-167
17-18	70	195	-3	-7	-50	-140	-18	-49	15	42	15	42	-10	-28	-20	-56
18-19	25	70	0	0	15	42	-10	-28	3	7	18	49	8	21	-28	-77
19-20	5	14	3	7	0	0	-8	-21	-10	-28	3	7	8	21	0	0
20-21	-3	-7	0	0	3	7	0	0	-20	-56	28	77	20	56	-28	-77
21-22	-3	-7	13	35	0	0	-10	-28	-28	-77	28	77	10	28	-10	-28
22-23	-5	-14	13	35	0	0	-8	-21	-28	-77	20	56	13	35	-5	-14
23-24	-3	-7	3	7	5	14	-5	-14	-23	-63	18	49	13	35	-8	-21
Dag - *Day* Rn > 0	1404		-176		-626		-604		1304		-169		-385		-751	
Natt -*Night* Rn ≤ 0	-30		63		25		-58		-166		159		111		-103	
Dygn - *Total*	1374		-113		-601		-662		1138		-10		-274		-854	
kl 5 - 10	477		-78		-153		-246		465		-149		-113		-234	
" 10 - 14	543		-76		-251		-216		500		-66		-178		-256	
" 14 - 19	356		-28		-209		-121		311		43		-93		-261	

▽ är värden som uteslutits i avsnitt 5.5.3.2

▽ *are values which have been omitted in section 5.5.3.2.*

Determination of the regression coefficient b for the straight line $y = a \pm bx$

TABELL 4. Bestämning av regressionskoefficienten b för räta linjen y = a + bx

4.1 H = a + bG

Period	$3^{30} - 11^{30}$		$3^{30} - 19^{30}$	
m/s	1.5-3.4	3.5-7.4	1.5-3.4	3.5-7.4
n	19	10	32	19
$\bar{G}$	463	498	460	481
S_G	195	202	198	196
$\bar{H}$	73	105	76	101
S_H	40	64	43	66
b	0.17	0.26	0.17	0.29
t	6.08	4.02	6.86	6.88
Hypothes				
H_0: $\beta = 0$	$\beta > 0$	$\beta > 0$	$\beta > 0$	$\beta > 0$
H_1: $\beta > 0$				
a	-5	-25	-3	-39
$b_2 - b_1$	0.09		0.12	
F	2.94		1.64	
$\hat{t}$	1.54		2.64	
Hypotes				
H_0: $\beta_2-\beta_1=0$	$\beta_2-\beta_1 > 0$		$\beta_2-\beta_1 > 0$	
H_1: $\beta_2-\beta_1>0$				

Beteckningar

$$b_{yx} = \frac{n \cdot \Sigma xy - \Sigma x \cdot \Sigma y}{n\Sigma x^2 - (\Sigma x)^2}$$

$$a_{yx} = \frac{\Sigma y - b_{yx} \Sigma x}{n}$$

$$t = \frac{b_{yx}}{S_{y.x}} \sqrt{Q_x} \quad \text{där}$$

$$Q_x = \Sigma x^2 - \frac{(\Sigma x)^2}{n},$$

$$S_{y.x} = \sqrt{\frac{Q_{y.x}}{n-2}} \quad \text{och}$$

$$Q_{y.x} = Q_y - b_{yx}\left(\Sigma xy - \frac{\Sigma x \cdot \Sigma y}{n}\right)$$

$$Q_y = \Sigma y^2 - \frac{(\Sigma y)^2}{n}$$

$$\hat{t} = \frac{b_{y_1x_1} - b_{y_2x_2}}{\sqrt{\frac{Q_{y_1.x_1} + Q_{y_2.x_2}}{n_1 + n_2 - 4}\left[\frac{1}{Q_{x_1}} + \frac{1}{Q_{x_2}}\right]}}$$

4.2 E = a + bG

Period	$3^{30}-11^{30}$		$12^{30}-19^{30}$		$3^{30}-19^{30}$		$10^{30}-13^{30}$	$2^{30}-3^{30}$ $20^{30}-21^{30}$ $-7 \leq Rn \leq 21$
m/s	1.5-3.4	3.5-7.4	1.5-3.4	3.5-7.4	1.5-3.4	3.5-7.4	1.5-7.4	
n	19	10	13	9	32	19	15	12
$\bar{G}$	463	498	456	463	460	481	645	81
S_G	195	202	211	200	198	196	96	31
$\bar{E}$	122	138	214	142	159	140	197	32
S_E	76	66	85	62	91	62	62	24
b	0.36	0.24	0.30	0.18	0.33	0.21	0.23	0.30
t	9.70	3.11	3.76	1.87	5.68	3.62	1.34	1.36
Hypotes								
H_0: $\beta=0$	$\beta > 0$	$\beta > 0$	$\beta > 0$	$\beta > 0$	$\beta > 0$	$\beta > 0$	$\beta = 0$	$\beta = 0$
H_1: $\beta>0$								
a	-45	16	77	59	8	38	51	7
$b_1 - b_2$	0.12		0.12		0.12			
F	2.39		1.18		1.77			
$\hat{t}$	1.55		0.96		1.37			
Hypothes								
H_0: $\beta_1-\beta_2=0$	$\beta_1-\beta_2 > 0$		$\beta_1-\beta_2 = 0$		$\beta_1-\beta_2 > 0$			
H_1: $\beta_1-\beta_2>0$								

TABELL 4. Bestämning av regressionskoefficienten b för räta linjen y = a + bx.
Determination of the regression coefficient b for the straight line y = a + bx

4.3 E = a + bu

Period	10^{30}-11^{30}	12^{30}-13^{30}	10^{30}-13^{30}	20^{30}-2^{30}	2^{30}-3^{30} 20^{30}-21^{30}	10^{30}-13^{30}	20^{30}-2^{30}	
n	7	8	15	30	12	13[1]		
$\bar{u}$	3.8	3.7	3.7	1.8	2.0	3.7		
S_u	1.5	1.9	1.7	1.0	1.4	1.8		
$\bar{E}$	200	194	197	27	32	219[2]		
s_E	46	76	62	24	24	45		
b	-19.82	-23.42	-21.95	0.99	10.22	-18.43		0.99
t	1.95	1.70	2.61	0.23	2.50	2.06		0.23
Hypothes								
H_0: β=0	β < 0	β < 0	β < 0	β = 0	β > 0	β < 0		β =0
H_1: β>0								
H_2: β<0								
a	276	280	279	25	11	170		25
$b_1 - b_2$	3.59		22.94			14.42		
F	3.17		4.66			2.74		
$\hat{t}$	0.19		(2.66)			2.01		
Hypothes								
H_0: $\beta_2-\beta_1=0$	$\beta_2-\beta_1=0$		$(\beta_2-\beta_1>0)$			$\beta_2-\beta_1>0$		
H_1: $\beta_2-\beta_1>0$								

4.4 H = a + bu

Period	10^{30}-13^{30}	20^{30}-2^{30}
n	15	30
$\bar{u}$	3.7	1.8
S_u	1.7	1.0
$\bar{H}$	141	-21
S_H	42	16
b	8.11	-3.45
t	1.22	1.20
Hypothes		
H_0: =0	β = 0	β = 0
a	110	-15
$b_1 - b_2$	11.56	
F	6.72	
$\hat{t}$	(1.79)	
Hypothes		
H_0: $\beta_1-\beta_2=0$	$(\beta_1-\beta_2>0)$	
H_1: $\beta_1-\beta_2>0$		

1) The values of 17.7 1967 12-13 and 13-14 hour are elimenated

2) 6.8 1968

Hour	E	E_{corr}
11 - 12	140	196
12 - 13	160	194
13 - 14	181	189

Correction term: $b(G - G_{6.8})$

where b = 0.21

G = 671 Wm^{-2} 22-23.6, 17.7, 11-14 hour

and $G_{6.8}$ = 405 Wm^{-2} 11-12 hour

" = 509 " 12-13 "

" = 635 " 13-14 "

Test of differences in plant height and leading shoot increment.

Hypotesprövning för skillnader i medelplanthöjd (A-B) och (A-C) 1960, 1961 och 1963 samt för skillnader i toppskottstillväxt (A-B) och (A-C) 1960-1963.

Populationernas medelvärden (μ) och standardavvikelser (σ) är okända.
Svar sökes på frågan om trädhöjden respektive toppskottstillväxten är större på yta A än på yta B respektive yta C.
Ensidig prövning väljes med signifikansnivåerna 1 och 5 %.

Hypoteser: $H_o : \mu_A - \mu_B \leq 0; \mu_A - \mu_C \leq 0$

$H_1 : \mu_A - \mu_B > 0 ; \mu_A - \mu_C > 0$

Följande testvariabel väljes:

$$t = \frac{M_1 - M_2 - (\mu_1 - \mu_2)}{\sqrt{\frac{n_1 s_1^2 + n_2 s_2^2}{n_1 + n_2 - 2}} \cdot \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}}$$

där 1 = A och 2 = B respektive C

σ_1 måste vara $= \sigma_2$. Detta prövas genom att bilda kvoten i variansuppskattning $F = \frac{\sigma_{1\,est}^2}{\sigma_{2\,est}^2}$ där $\sigma_{est}^2 = s^2 \frac{n}{n-1}$ och s = stickprovets standardavvikelse. Från statistiska handböcker erhålles att σ_1 kan sättas $= \sigma_2$ i samtliga fall. Hypotesprövningen kan fortsättä.

	M_A	S_A	n_A	M_B	S_B	n_B	M_C	S_C	n_C	F(A, B)	F(A, C)	t(A, B)	t(A, C)	
1960	66	20	50	62	19	50	62	19	50	1,11	1,11	1,44	1,44	H_o gäller
1964	153	37	50	130	34	50	123	33	50	1,18	1,26	3,20	4,24	H_1 "
1969	270	51	50	243	42	50	206	37	50	1,47	1,90	2,86	7,11	H_1 "
1960	15,4	3,9	19	15,0	3,9	20	14,0	3,1	20	1,00	1,59	0,39	1,27	H_o "
1961	23,6	5,5	19	21,6	6,3	20	20,8	4,9	20	0,77	1,26	1,03	1,64	H_o "
1962	25,6	5,2	20	25,1	4,4	19	22,1	4,3	20	1,39	1,46	0,31	2,26	H_o " H_1 gäller (A-C) 5 %
1963	16,3	3,2	20	16,1	3,3	19	14,9	2,0	12	0,94	2,47	0,19	1,25	H_o gäller

Trädhöjden i A var större än i B och C 1964 och 1969 med 1 % signifikansnivå.
Toppskottstillväxten i A var större än i C 1962 med 5 % signifikans. För övriga prövade differenser behålles hypotesen H_o.

FOTOBILAGA

Hygget i Linalompolo, 475 m ö h. Markvegetationen domineras av lavar. I masten skymtar de instrument som användes för temperatur- och vindprofilerna. I bakgrunden och på 600 m avstånd börjar sluttningen till lågfjället Linaåive, 1967.

The clear-felled area at Linalompolo 475 metres above sea-level.

Mätplats i en glänta i fjällnära skog. Linalompolo 1967. Lavar förekommer i gläntor f ö dominerar blåbärsris.

Measurement place in a glade in mountain forest at Linalompolo.

Tallplantor, som ännu cirka en vecka efter snösmältningen, visar tecken på att ha varit nedpressade av snö kombinerad med vind, Linalompolo. (Foto: K. Åman, 1965).

Pine plants bent by snow and wind.

Mätplatserna B 1 (överst) 488 och A 1 446 m ö h på Dundrets västsluttning. Bl a vindväg har observerats längs linjer genom mätplatserna och vinkelrätt in mot granbeståndet i bakgrunden. Tallplantorna var 1963 höga nog för att nå upp över snöytan.

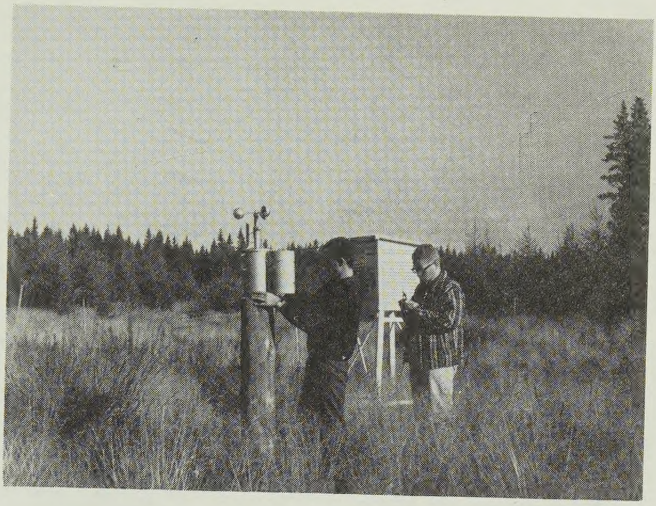
The western slope of mountain Dundret. The measurement place B 1 488 (uppermost) and A 1 446 metres above sea level.

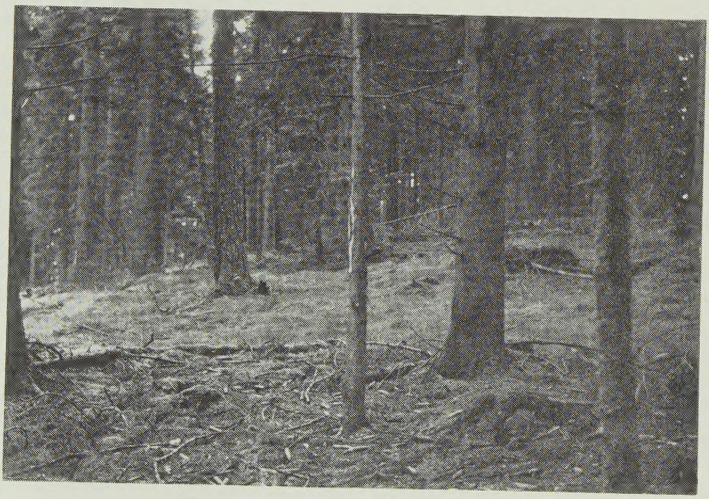
Referensmätplats A inom trakt 71, Tönnersjöhedens försökspark. Gräs men inte granplantor frodades. Vindmätaren registrerar såväl vindriktning som vindväg på månadsskrivare.

The reference place at district 71, Tönnersjöheden.

En av vindmätplatserna i granskog (500 st/ha) inom trakt 52, Tönnersjöheden. Observera den tunna av mossor dominerade markvegetationen.

A measurement place of wind in spruce forest at district 52, Tönnersjöheden.





44. *Toman, J. & Hocking, D.* A brief History and some Perspectives of Ball Planting. 15:–

45. *Simak, M.* Polyembryonal seeds of Pinus silvestris in arctic regions. 5:–

46. *Pehap, A.* Selected papers in gerontology of some forest seeds. 15:–

47. *Björkroth, G. & Hultén, H.* Produktion av fröplantor av björk (Betula verrucosa) i växthus – redovisning av två försök. (Production of birch seedlings (Betula verrucosa) in greenhouse – results from two investigations.) 15:–

48. *Hultén, H.* Undersökning av chippstorv vid uppdragning av paperpot-plantor. 15:–

1974 49. *Kamra, S. K.* Seed problems of some developing countries in Asia, Africa and Latin America and scope for international cooperation. 15:–

50. *Simak, M.* World Directory of Forest Seed Workers (Reproduction of Forest Trees). 5:–

51. *Sirén, G., Lampa, L. & Sivertsson, E.* Trädformade Salix-arters produktion. Pilotstudie. 15:–

52. *Österström, L-O., Hultén, H. & Mattsson, A.* Från plantskola till odlingsobjekt – en analys av några planttransportsystem. 15:–

53. Kulbäckslidens och Svartbergets försöksparker. 20:–

54. *Bohlin, H. & Hultén, H.* En- eller flerkornssådd – En analys av tänkbara handlingsalternativ vid produktion av direktsådda rotade plantor. (Single or Multiple Seeding – An analysis of alternative procedures in producing containerized plants. 20:–

55. *Simak, M.* Some Problems Concerning X-Ray-Contrast Method Used in Forestry Seed Testing and Research. 10:–

56. *Hultén, H. & Jansson, K-Å.* Biologisk uppföljning av rotade plantor vid praktisk skogsodling. Planteringsår 1972. – Resultatsammanställningar av inventeringar hösten 1973. (Biological follow-up of rooted plants at practical artificial regeneration. Planting year 1972. – Compilations of results from inventories in the autumn of 1973). 20:–

57. *Milton, E.* Multivariat klustringsmetod grundad på variabelspecifikt optimala grupperingar. 20:–

58. *Sinko, M. & Nilsson, J-E.* Latent profilanalys av fältresultat från projektet "Avkommestyrt fröträdsurval" vid Remningstorp våren 1973. 20:–

59. *Sirén, G., Sinko, M. & Berggren, C.* Resultat av orienterande trädslagsförsök under skärm i högläge. 20:–

1975 60. *Jakabffy, E.* Lagringsbetingelsernas inverkan på skogsodlingsresultatet vid barrotsplantering. 25:–

61. *Hultén, H.* Direktsådd 2-årig tall i olika behållartyper. (Directly sown 2-year-old pines in various container types.) 20:–

62. *Hultén, H. & Jansson, K-Å.* Biologisk uppföljning av rotade plantor vid praktisk skogsodling planteringsår 1972. – Resultatsammanställningar av inventeringar hösten 1974. (Biological follow-up of rooted plants at practical artificial regeneration. Planting year 1972. – Compilations of results from inventories in the autumn of 1974.) 20:–

63. *Hultén, H. & Jansson, K-Å.* Biologisk uppföljning av rotade plantor vid praktisk skogsodling planteringsår 1973. – Resultatsammanställningar av inventeringar hösten 1974. (Biological follow-up of rooted plants at practical artificial regeneration. Planting year 1973. – Compilations of results from inventories in the autumn of 1974.) 20:–

64. *Johansson, T.* Kemiska ogräsmedel i skogsbruket – Egenskaper och användningsområden –. 25:–

65. *Johansson, I. & Mattsson, A.* Arbetsmiljön i växthus, arbetstyngd och klimat. (The working environment in greenhouses: Heaviness of work and climate). 20:–

66. *Hultén, H. & Mattsson, A.* Korsnäsmetoden för utläggning av plantförpackningar på odlingsobjekt. (The "Korsnäs" method for distribution of plant-boxes on a planting area.) 20:–

1976 67. *Hultén, H. & Lindström, A.* Skogsbrukets plantskolor och plantproduktion 1975. 20:–

68. *Bergman, F.* Kott- och fröegenskaper i skilda krondelar hos tall Pinus silvestris L. i norra Sverige. Characteristics of cone and seed from different parts of the crown in Scots pine Pinus silvetris L. in Northern Sweden. 25:–

69. *Hultén, H. & Lilliehöök, L.* Biologisk uppföljning av av rotade plantor vid praktisk skogsodling planteringsår 1974. — Resultatsammanställningar av inventeringar hösten 1975. (Biological follow-up of rooted plants at practical artical regeneration. Planting year 1974. — Compilations of results from inventories in the autumn of 1975. 20:—

70. *Hultén, H., Håkansson, L. & Lilliehöök, L.* Biologisk uppföljning av rotade plantor vid praktisk skogsodling planteringsår 1973. – Resultatsammanställningar av inventeringar hösten 1975. (Biological follow-up of rooted plants at practical artificial regeneration. Planting year 1973. – Compilations of results from inventories in the autumn of 1975. 20:–

71. *Hultén, H. & Lilliehöök, L.* Biologisk uppföljning av praktisk skogsodling. Planteringsår 1975. – Resultatsammanställningar av inventeringar hösten 1975. (Bilogical follow-up of practical regeneration. Planting year 1975. – Compilations of results from inventories in the autumn of 1975). 20:–

72. *Perttu, K. & Huszár, A.* Vegetationsperioder, temperatursummor och frostfrekvenser beräknade ur SMHI-DATA. 20:–